



Structure profonde la marge est-sicilienne et la subduction calabraise : données sismiques profondes de la campagne DIONYSUS

David Dellong

► To cite this version:

David Dellong. Structure profonde la marge est-sicilienne et la subduction calabraise : données sismiques profondes de la campagne DIONYSUS. Sciences de la Terre. 2015. dumas-01203644

HAL Id: dumas-01203644

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01203644>

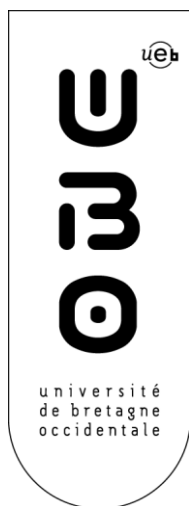
Submitted on 16 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives| 4.0 International License



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION
GEOSCIENCES BREST



Ifremer



David DELLONG

Structure profonde la marge Est-Sicilienne et la subduction Calabraise : données sismiques profondes de la campagne DIONYSUS

Mémoire de stage de Master 2
Année Universitaire 2014-2015

Structure d'accueil : **IUEM, Laboratoire Domaines Océaniques**
Ifremer, Laboratoire de Géophysique et Géodynamique

Tuteurs de stage : **Frauke KLINGELHOEFER,**
Marc-André GUTSCHER

Tuteur universitaire : **David GRAINDORGE**

Résumé

Le bassin Ionien, qui se situe en Méditerranée centrale, est considéré comme l'un des derniers restes de l'Océan Téthys. Ses limites sont deux prismes d'accrétion, la ride Ouest Méditerranéenne à l'Est, le prisme Calabrais à l'Ouest et la marge Libyenne au Sud. Sa géodynamique actuelle est contrôlée par la subduction de sa lithosphère Téthysienne, qui provoque un retrait de sa plaque plongeante et implique simultanément l'activité d'une faille lithosphérique de bord de subduction (*STEP fault*). La campagne DIONYSUS (Oct 2014, F/S Meteor) avait pour but de recueillir des informations sur les structures profondes de la marge Est-Sicilienne, grâce à des données de sismique grand-angle et bathymétrie multifaisceaux. Ces données serviront à mieux caractériser les failles à l'origine des séismes destructeurs affectant la région. Ce rapport présente les résultats de la modélisation des données d'un profil EW entre la Sicile et la Calabre, et de modélisation analogique se basant sur les mouvements différentiels des buttoirs Calabrais et Péloritain (province Sicilienne) à l'origine de la formation du prisme d'accrétion divisé en deux lobes.

Trois unités différentes ont été identifiées sur le modèle de vitesse produit. (1) La marge Est-Sicilienne a été interprétée comme étant transformante et une faille crustale sur cette marge pourrait être interprétée comme une *STEP fault*. (2) Un bassin sédimentaire asymétrique et profond (15 km) sépare la Sicile de la Calabre et sa formation trouve son origine dans l'ouverture du Déroit de Messine. (3) La Calabre possède une marge abrupte interprétée d'après ce modèle et la littérature comme étant une faille normale ou transtensive, probablement liée à l'ouverture de ce déroit. La modélisation analogique a permis de déduire que l'activité d'un faisceau de failles cisailantes et transtensives due aux mouvements différentiels du Péloritain et de la Calabre pourrait être à l'origine des structures observées dans les profils sismique grand-angle. Par contre cette zone cisailante ne semble pas pouvoir expliquer la déformation entre les deux lobes du prisme d'accrétion dans sa partie externe.

Mots-clés : Marge Est-Sicilienne / Bassin Ionien / Sismique Grand-angle / Modèle de vitesse / Modèle Analogique / Tectonique Méditerranéenne / Faille de déchirure de bord de subduction / STEP Fault

Abstract

The Ionian basin, located in the central Mediterranean Sea, is bounded by subductions zones on two sides – the Hellenic arc to the east and the Calabrian subduction to the northwest. Its current day geodynamic is affected by the slab roll-back of its Tethysian age slab and a lithospheric scale “subduction transform edge propagator fault” (*STEP*) which accommodates this movement along the Est-Sicilian margin. During the DIONYSUS cruise (Oct 2014, F/S Meteor) wide angle seismic data were acquired to constrain the deep structure of this margin and to locate the main potentially seismogenic faults, which could produce major earthquakes that affect this region. This report presents results of the wide angle data modelling on an ENE-WSW profile between Calabria and Sicily and an analog model of the accretionary wedge construction affected by Peloritan and Calabrian backstops driving compressional and strike-slip deformation.

Three domains were identified in the p-wave velocity model. (1) East-Sicilian margin is interpreted as an ancient transform with a crustal scale fault located on its edge, which may represent a STEP fault. (2) A large asymmetrical sedimentary basin (15 km deep) is located between Sicily and Calabria. Its formation may be linked to the opening of the strait of Messina. (3) Calabria has an abrupt West margin interpreted as a normal to transtensional fault system linked to the opening of the Strait of Messina. Analog modelling results show that the differential movements of Peloritan and Calabrian domains and strong dextral shear between the two backstops domains are compatible with this fault system. However, dextral shear does not appear to extend throughout the accretionary wedge to the boundary between the two-lobes, which exhibits sinistral shear in its outer portion.

Key-words: East-Sicilian Margin / Ionian Basin / Wide-angle Seismic / Velocity Modelling / Analog Modelling / Tectonics of the Mediterranean / Subduction Transform Edge Propagator / STEP Fault

Remerciements

A l'issue de ce stage, je tiens à remercier mes encadrants :

Tout d'abord Frauke Klingelhofer, que je ne remercierai jamais assez pour tout ce qu'elle a pu m'apporter tout au long de ce stage et sur le Meteor ! De l'initiation à RAYINVR jusqu'à l'impression du rapport, pour son encadrement, sa disponibilité et son soutien sans faille !

Marc-André Gutscher, pour sa patience dans l'explication de processus géodynamiques complexes, sa disponibilité et sa bonne humeur. (Et la prochaine fois que l'on va à Montpellier on essayera les câbles avant d'appeler un dépanneur !)

Et David Graindorge pour sa franchise, ses conseils et ses remarques toujours constructives, autant à terre qu'en mer.

Merci à vous trois de m'avoir permis d'embarquer pendant ces trois semaines d'Octobre 2014 à bord du Meteor et d'avoir confirmé mon envie de continuer dans la géophysique marine.

Merci aux personnes de l'Ifremer pour leur accueil et leur sympathie et le café. Merci à Youssef pour sa bonne humeur et ses encouragements ! Et Merci aussi à Phillippe Schnürle pour ses conseils dans le traitement des stations à terre.

Je remercie aussi Jacques Malavielle, Stéphane Dominguez, Serge Lallemand et Christian Romano de l'institut Géosciences Montpellier qui nous ont permis d'utiliser leur matériel de modélisation analogique et pour nous avoir conseillés tout au long de notre séjour à Montpellier.

Danke schön aux personnes de Geomar (Heindrun Kopp, Dirk Klaeschen, Cord Papenberg les étudiants et les autres personnes que je n'oublie pas et qui étaient sur la mission DIONYSUS) pour m'avoir aidé à m'intégrer sur le Meteor alors que je ne parlais pas un mot d'allemand ! Mais aussi un grand merci aux français de la mission (Jacques Crozon, Christophe Peyrroton et Christophe Prunier) pour leur accueil au sein de leur équipe !

Merci aussi à Krolle pour tout ce qu'elle a fait pour nous !

Enfin Merci à mes parents et ma famille, mes parents, mes grands-parents et mes frangins sans qui je n'aurais même pas commencé d'études supérieures ! Alors merci à vous de m'avoir soutenu, aidé et poussé pendant toutes ces années !

Et bien sûr, Merci aux copains sans qui le Master n'aurait pas été pareil ! Je n'oublierai pas non plus Amélie qui m'apporte son soutien tous les jours et qui m'a tant aidé à toutes ces étapes.

Table des matières

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - ZONE D'ETUDE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE.....	2
1. LA MER MEDITERRANEE	2
a. Description géomorphologique :	2
b. Histoire Téthysienne : Géodynamique de la Méditerranée Centrale.....	3
c. Tectonique actuelle	6
2. LES MARGES TRANSFORMANTES ET LES FAILLES DE DECHIRURE « STEP FAULTS »	7
a. Définition	7
b. Caractéristiques générales	8
c. Les STEP faults	9
3. LE BASSIN IONIEN : UNE ZONE DE SUBDUCTION.....	10
a. Présentation de la zone d'étude	10
b. Sismique-réflexion	13
c. Géologie structurale de la Calabre et de la Sicile :	14
4. ENJEUX ET PROBLEMATIQUE	16
CHAPITRE II - DONNEES ET METHODES UTILISEES.....	18
1. LA CAMPAGNE DIONYSUS	18
a. Les données	18
b. Les instruments de la campagne DIONYSUS :	19
2. PRINCIPE DE LA SISMIQUE GRAND-ANGLE	20
3. MODELISATION DE LA SGA	21
a. Représentation des enregistrements OBS et Pointés des différentes phases :	22
b. Modélisation FAST (First Arrival Seismic Tomography)	23
c. Modélisation forward avec RAYINVR	24
4. PRINCIPE DE LA MODELISATION ANALOGIQUE :	25
CHAPITRE III – RESULTATS & INTERPRETATIONS.....	27
1. RESULTATS ET INTERPRETATION DU MODELE FAST	27
a. Présentation du modèle FAST.....	27
b. Calculs d'erreurs sur le modèle FAST :	27
c. Description des résultats :	28
d. Interprétations du modèle FAST	29
2. LE MODELE DE VITESSE FINAL ET SON CALCUL D'ERREUR	30
a. Présentation du modèle	30
b. Représentation des temps d'arrivée synthétiques	31
c. Gravimétrie.....	32

d.	<i>Résolution.....</i>	32
e.	<i>Incertitude sur les pointés et tableau récapitulatif des erreurs par phases</i>	33
3.	RESULTATS ET INTERPRETATIONS DU MODELE DE VITESSE FINAL	34
a.	<i>Description des résultats obtenus :</i>	34
b.	<i>Interprétations.....</i>	35
4.	MODELISATION ANALOGIQUE	37
a.	<i>Présentation du modèle de mouvements différentiels de butées</i>	37
b.	<i>Résultats</i>	38
c.	<i>Interprétation des résultats.....</i>	40
CHAPITRE IV – INTERPRETATION ET DISCUSSION.....		42
1.	MODELISATION DU BLOC CALABRAIS.....	42
a.	<i>Limite Est du bassin sédimentaire</i>	42
b.	<i>Les inversions de vitesses et failles internes du bloc Calabrais.....</i>	43
2.	UNE « ANCIENNE » MARGE TRANSFORMANTE EN SICILE ?	44
3.	POSITIONNEMENT DE LA FAILLE « RECENTE » DE DECHIRURE <i>STEP FAULT</i> ?.....	45
4.	DISCUSSION SUR LE MODELE ANALOGIQUE	47
a.	<i>Les limites du modèle</i>	47
b.	<i>Comparaison du modèle à la bathymétrie du prisme Ionien.....</i>	47
CONCLUSIONS		49
BIBLIOGRAPHIE		51
ANNEXES.....		I
<i>Annexe 1 : Frise chronologique des travaux réalisé au cours de ce stage.....</i>		<i>I</i>
<i>Annexe 2 : Carte de répartition des séismes et de leurs mécanismes au foyer.</i>		<i>I</i>
<i>Annexe 3 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P3.....</i>		<i>II</i>
<i>Annexe 4 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P1, Modéliser pendant la campagne DIONYSUS.....</i>		<i>III</i>
<i>Annexe 5 : Profil de sismique-réflexion de la Campagne DIONYSUS, acquis le long du profil DY-P3.</i>		<i>IV</i>
<i>Annexe 6 : Fiche techniques des équipements des micro-OBS+</i>		<i>V</i>

Liste des figures et des tableaux

Figure 1.1 : Carte topographique de la Méditerranée.	2
Figure 1.2 : Carte paléo-tectonique de la Méditerranée au Callovien (165 Ma) par Frizon de Lamotte et al.	2
Figure 1.2 : Carte paléo-tectonique de la Méditerranée au Callovien (165 Ma) par Frizon de Lamotte et al.	3
Figure 1.3: Evolution cinématique de la Méditerranée Centrale-Occidentale sur les derniers 30 Ma. Rosenbaum et al. (2002).	5
Figure 1.5: (figures A et B) Vitesses horizontales (avec leurs ellipses de confiance à 95%) par rapport à l'Eurasie fixe.	6
Figure 1.6 : Carte tectonique de la Méditerranée. L. Jolivet 2013	7
Figure 1.7 : Evolution théorique d'une marge transformante.	8
Figure 1.8 : Modèle de vitesse en onde P et son interprétation des unités crustales de la marge de la Guyane Française (Greenroyd et al. 2007)	9
Figure 1.9 : Schéma en 3D s'une STEP fault au niveau d'une zone de subduction associée un retrait de Slab. D'après Gallais et al. (2013).	10
Figure 1.10 : Carte de localisation de la zone d'étude, des profils de la campagne DIONYSUS, et des structures majeures du bassin Ionien.	10
Figure 1.11 : Figure [A] Carte représentant la sismicité de la zone d'étude. Et figure [B], Coupe d'après Gallais et al. 2012	11
Figure 1.12 : Coupes dans un modèle tomographiques dans la zone de subduction Ionienne.	11
Figure 1.13 : Représentation schématique 3D d'une coupe Nord-Sud du prisme Ionien. Par Gallais et al. 2012.	13
Figure 1.14 : Profils de sismiques réflexion ION-1 et 2.	13
Figure 1.15 : Schéma structural de la Méditerranée centrale. Service Géologique Italien – ISPRA.	15
Figure 1.16 : Structures présentes dans le prisme d'accrétion Ionien déduites des observations de la Bathymétrie et de la littérature. Polonia et al. 2011.	15
Figure 1.17 : Schémas présentant les trois hypothèses de positionnement de la faille de déchirure (STEP-fault).	17
Figure 2.1 : Schémas représentant la géométrie d'acquisition de la sismique-réflexion et celle des canons à air.	17
Figure 2.2 : coupe schématique d'un microOBS de l'Ifremer.	19
Figure 2.3 :A gauche Représentation schématique du trajet des rais sismique au travers de milieux possédants des vitesses $V_3 > V_2 > V_1$, A droite : Principe de la sismique grand-angle.	21
Formule F1 : équation de représentation des enregistrements OBS.	22
Figure 2.4 : Sections de l'OBS 10 non-pointé (à gauche) et avec son pointage (à droite).	23
Figure 2.5 : Exemple de modèle initial utilisé dans FAST. D'après Zelt & Smith 1992.	24
Formule F2 : Formule de Mohr-Coulomb pour une Rhéologie cassante(1773).	26
Formule F3 : Formule de la rhéologie visqueuse Newtonienne.	26
Figure 3.1 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P3 et DY-P1.	28
Figure 3.2 : Modèle de vitesse (A) et sa densité de rays (B).	30
Figure 3.3 : Comparaison des données de l'OBS 08 (en haut) avec les amplitudes synthétiques extraites du modèle de vitesse (en bas).	31

<i>Figure 3.4: Densités extraites du modèle de vitesse (en bas) et représentation de l'anomalie à l'air libre (en haut), obtenue à partir de ce modèle de densité.</i>	32
<i>Figure 3.5 : Résolution du modèle de vitesse. Là où la valeur de résolution se rapproche de 1, le modèle est bien contraint.</i>	33
<i>Tableau 1 : Récapitulatif des Incertitudes sur les pointés et leurs erreurs RMS et χ^2 pour les différentes phases du modèle de vitesse final.</i>	33
<i>Figure 3.6 : Schémas de construction du modèle analogique à deux butées.</i>	37
<i>Figure 3.7 : Photos de l'expérience de modélisation analogique avec deux butées faites en deux étapes..</i>	39
<i>Figure 3.8 : Représentation schématique des observations et interprétations du modèle analogique. En haut : stade atteint à la fin de la phase 1</i>	41
<i>Figure 4.1 : Interprétations des failles d'après le modèle de vitesse.</i>	41
<i>Figure 3.8 : Représentation schématique des observations et interprétations du modèle analogique. En haut : stade atteint à la fin de la phase 1</i>	41
<i>En bas : stade atteint à la fin de la phase 2</i>	41
<i>A droite : vue de dessus en fin de phase 2</i>	41
<i>Figure 4.1 : Interprétations des failles d'après le modèle de vitesse.</i>	46
<i>Figure de conclusion : Interprétations en trois dimensions des structures du bassin Ionien.</i>	50

Introduction

La mer Méditerranée possède une géodynamique complexe impliquant de nombreux processus de collision et de subduction entre les plaques Africaine et Eurasiatique. Elle est de nos jours composée d'arc étroits et de bassins profonds délimitant les frontières discontinues de ces plaques tectoniques. En Méditerranée Centrale, un de ces bassins est connu pour sa zone de subduction provoquant des séismes potentiellement tsunamigéniques : le bassin Ionien, qui est situé au Sud de l'Italie et au Sud-Est de la Sicile. L'évolution Tertiaire et Quaternaire de ce bassin est principalement contrôlée par le retrait de la plaque plongeante téthysienne vers le Sud-Est. Le prisme d'accrétion Calabrais s'est formé en réponse à l'avancée du butoir Calabro-Péloritain qui racle les sédiments déposés dans le bassin Ionien en formant deux lobes. Il a été proposé que le retrait du slab Ionien soit accommodé par une faille de déchirure lithosphérique de bord de subduction (*STEP fault*) (Govers et Wortel 2005). Cependant les failles à l'origine de cette sismicité sont mal connues et leur localisation est difficile, notamment parce que le prisme d'accrétion Calabrais est très épais à proximité des butoirs.

La campagne DIONYSUS s'est déroulée en octobre 2014, elle a recueilli des informations sur la structure profonde de la marge Est-Sicilienne. Ce stage avait pour principal objectif de modéliser et d'interpréter les données de sismique grand-angle sur un des profils acquis pendant cette campagne. Cette étude essayera d'identifier les structures de la Calabre et la marge Est Sicilienne et de localiser les failles profondes qui découpent ces deux domaines continentaux. De plus un modèle analogique a été créé dans le but de comprendre la formation des deux lobes du prisme Calabrais et de leurs liens avec les mouvements différentiels de la Calabre et du Péloritain.

Ce rapport s'organise en quatre chapitres. Dans un premier temps, il s'appuiera sur les connaissances recueillies dans la littérature afin de comprendre le contexte géodynamique de la zone d'étude. Le deuxième chapitre est consacré aux méthodes utilisées pour l'étude de ce bassin. Dans un troisième temps les résultats seront exposés avant d'être discutés dans le quatrième chapitre. Une frise chronologique de mes travaux tout au long du stage est disponible en annexe 1.

Chapitre I - Zone d'étude et contexte géodynamique

1. La mer Méditerranée

a. Description géomorphologique :

De nos jours la Méditerranée est comme son nom l'indique, une mer cernée par la terre. D'un point de vue géographique, elle s'organise en huit bassins (figure 1.1) et trois secteurs : Occidental, central et oriental. Mais d'un point de vue purement géodynamique, seulement deux domaines sont différenciés dans la littérature. Ils sont ainsi délimités par l'Italie au Nord et l'escarpement de Malte au Sud-Ouest et la ride Ouest Méditerranéenne au Sud-Est :

- A l'Ouest, la Méditerranée Occidentale, la plus récente avec ses bassins d'Alboran, liguro-provençal et Tyrrhénien récemment formés (Néogène).
- Et à l'Est, la Méditerranée Orientale dite « ancienne », puisqu'elle recèle très probablement de la croûte océanique Téthysienne.

Orogènes Méditerranéens

Ces bassins sont pour la plupart bordés de montagnes escarpées. Les chaînes de montagnes du pourtour Méditerranéen sont presque toutes liées à la fermeture (plus ou moins complexe) d'une partie du paléo-océan Téthys et plus précisément de la Téthys Alpine (figure 1.2). Ces séries d'orogènes sont nommées événements Alpains. Les sutures aujourd'hui visibles dans ces montagnes délimitent l'étendue de cet océan qui séparait alors la plaque Eurasie du supercontinent Gondwana.

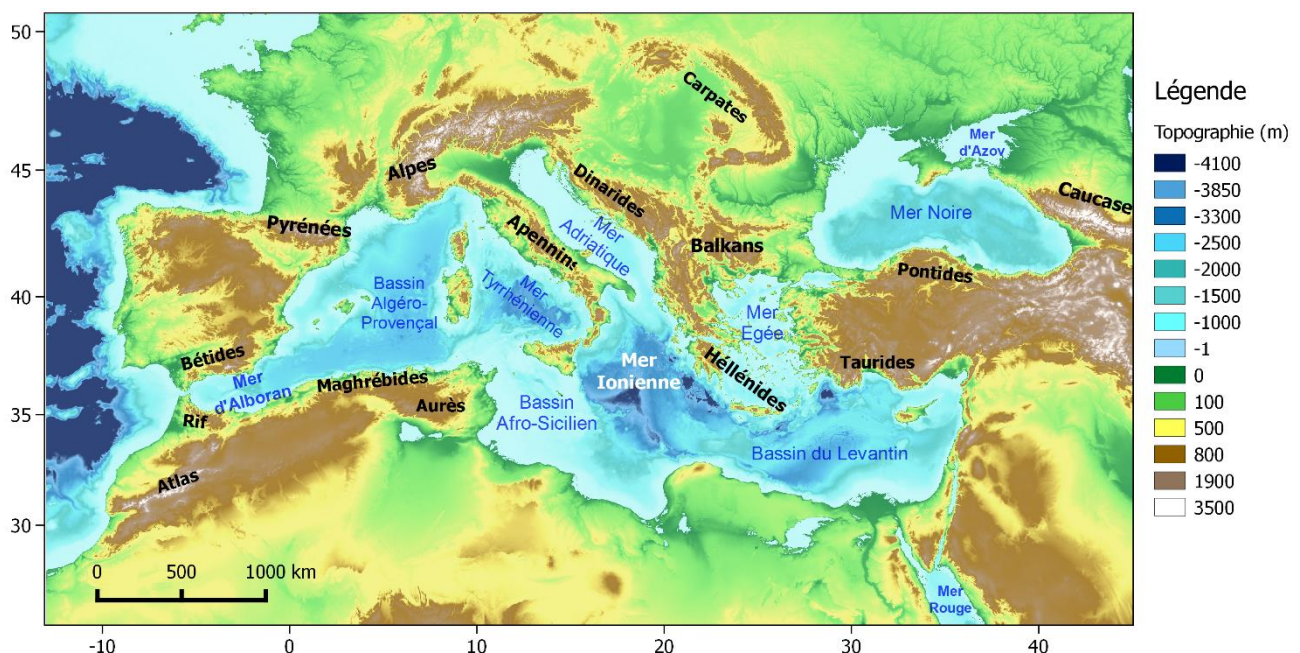


Figure 1.1 : Carte topographique de la Méditerranée. Permettant de localiser en noir : les Orographes et en bleu : les Bassins. D'après les données ETOPO 1 de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Projection : World Mercator.

Mais son extension ne se limite pas à la seule Méditerranée et les « cicatrices » de sa fermeture s'étendent de Gibraltar à la Birmanie en passant par la suture Himalayenne.

A travers ces multiples points de collisions, la Téthys disparaît par subduction et les interactions entre les plaques Africaine et Eurasienne aboutissent à la morphologie Méditerranéenne telle qu'elle est connue aujourd'hui. Ainsi chaque bassin Méditerranéen se trouve soit en position interne, soit externe par rapport aux structures Alpines, c'est-à-dire qu'ils sont soit en position arrière-arc soit d'avant pays au sein des chaînes Alpines (Jean-Marie Auzende, 1978).

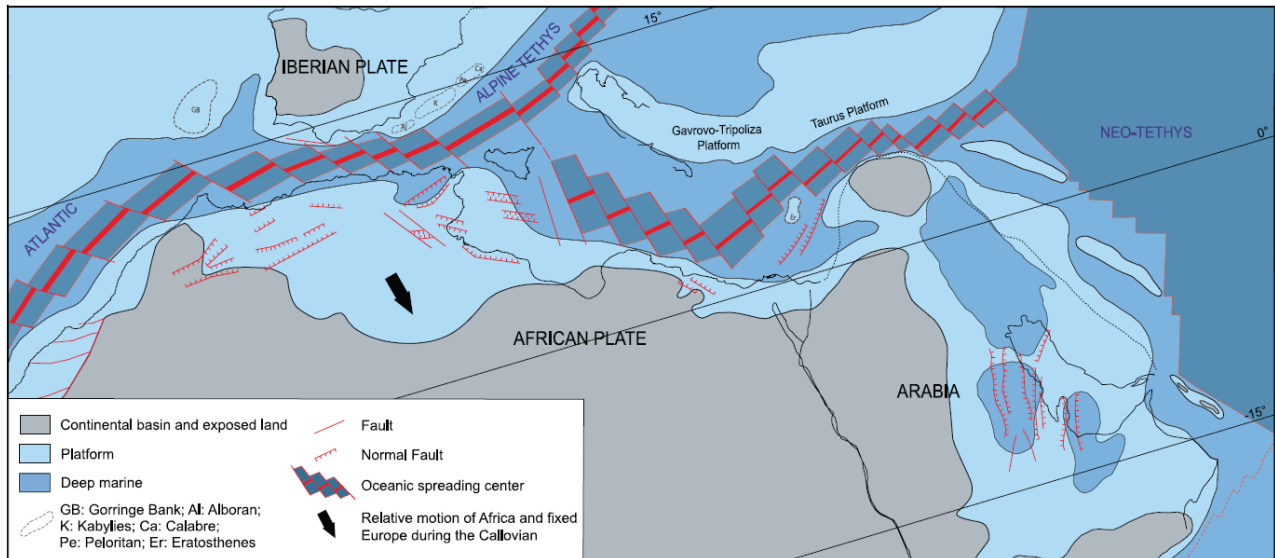


Figure 1.2 : Carte paléo-tectonique de la Méditerranée au Callovien (165 Ma) par Frizon de Lamotte et al.

b. Histoire Téthysienne : Géodynamique de la Méditerranée Centrale

La topographie de la Méditerranée aujourd'hui visible résulte d'une multitude de phénomènes tectoniques différents pour chaque bassin ou montagne. Mais une majorité d'entre eux sont liés à la fermeture par subduction de l'océan Téthys, menant à une collision continentale entre les plaques Afrique et Eurasiatique. L'évolution cinématique de cette fermeture reste cependant très difficile à déterminer et les reconstructions proposées sont encore très critiquées en raison d'une tectonique très complexe impliquant de nombreux blocs. Cette partie du rapport se concentrera sur la cinématique de la Méditerranée centrale, et notamment celle du bassin Ionien. A partir de différentes données géologiques et géophysiques provenant de la Méditerranée occidentale (telle la géologie structurale, la distribution des roches magmatiques et métamorphiques, les processus sédimentaires ou encore le paléomagnétisme de ces régions) Rosenbaum *et al.* (2002) ont proposé une série de reconstructions cinématiques dans cette région. Ils ont ainsi pu appliquer des pôles de rotation à plusieurs microplaques et terrains continentaux, en utilisant comme condition aux limites la convergence des plaques Afrique et Ibérie par rapport à la plaque Europe.

Histoire Mésozoïque en Méditerranée centrale

Du Jurassique Moyen au début Crétacé (il y a 180 à 140 Ma) la formation de l'escarpement de Malte (limite Ouest du bassin Ionien) marque la morphologie de ce bassin avec un premier approfondissement. Il sera repris au Crétacé Moyen avec le soulèvement tectonique du plateau Hybléen (Plateau carbonaté du bassin Afro-Sicilien). Entre 110 et 80 Ma (Crétacé moyen), plusieurs mouvements tectoniques sont initiés, avec notamment la rotation de l'Apulie par rapport à l'Afrique (Crétacé moyen) qui serait contemporaine de la subsidence rapide du bassin Ionien (Dercourt *et al.* 1986 ; Gueguen *et al.* 1998 et 2006). Entre 80 et 30-32 Ma la lente convergence entre Afrique et Europe a déjà consommé près de 300 km de lithosphère océanique Téthysienne en plongeant par subduction vers le Nord-Ouest (Faccenna *et al.* 2003, 2004).

Ouverture de bassins arrière-arc à partir de l'Oligocène (30-32 Ma)

D'une manière générale, ce sont les processus de subduction du slab Téthysienne et de leur *roll-back* (retrait de la plaque plongeante) qui contrôlaient la géodynamique de la Méditerranée après 30-32 Ma (figure 1.3). Avec notamment l'ouverture de bassins arrière-arc profonds, accompagnée de remontées asthénosphériques pouvant aller jusqu'à la formation de croûte océanique. Ainsi le retrait de slab de la plaque Africaine a entraîné une réorganisation structurale dans la Méditerranée Occidentale puisque sur près de 700 km les blocs continentaux Corso-Sardes et Calabro-Péloritain (qui étaient alors d'un seul tenant) vont dériver. Leur rifting de la marge Ibérique date d'entre 35 et 20 Ma (Rosenbaum *et al.* 2002) et une seconde phase de retrait de slab entre 20 et 15 Ma sépare les blocs Corso-Sardes des blocs Calabro-Péloritain. Ce dernier a migré très rapidement (6-8 cm/an) jusqu'à sa position actuelle alors que les plaques Afrique et Europe ne convergent qu'à des vitesses de l'ordre de 1 cm/an (Gueguen *et al.* 1998). Enfin, durant les derniers 10 Ma, les interactions lentes entre les plaques Afriques et Eurasie et un retrait de slab qui ralentit aboutissent à la formation de bassins pouvant aller jusqu'au stade de l'océanisation comme en témoignent les bassins profonds de Vavilov et Marsili dans la mer Tyrrhénienne datés de la fin Miocène (8-5 Ma) et début Pliocène (3-0.5 Ma) et sont les bassins les plus jeunes de la Méditerranée (Rosenbaum *et al.* 2002).

Entre 5.9 et 5.3 Ma au Messinien, une crise de salinité majeure a été enregistrée dans les sédiments des bassins Méditerranéens. Celle-ci serait due à la fermeture tectonique du Détroit de Gibraltar sur quelques dizaines de milliers d'années, la Méditerranée va s'asséchée sur au minimum 1500 m (Lofi *et al.* 2005) au Messinien (entre 5.9 et 5.3 Ma). Cet événement est associé à la formation de dépôts évaporitiques dans les bassins profonds et/ou protégés. Sa remise en eau fut probablement très brutale, comme en témoigne les « Flots Zancléens » dans la mer d'Alboran (Garcia-Castellanos *et al.* 2009).

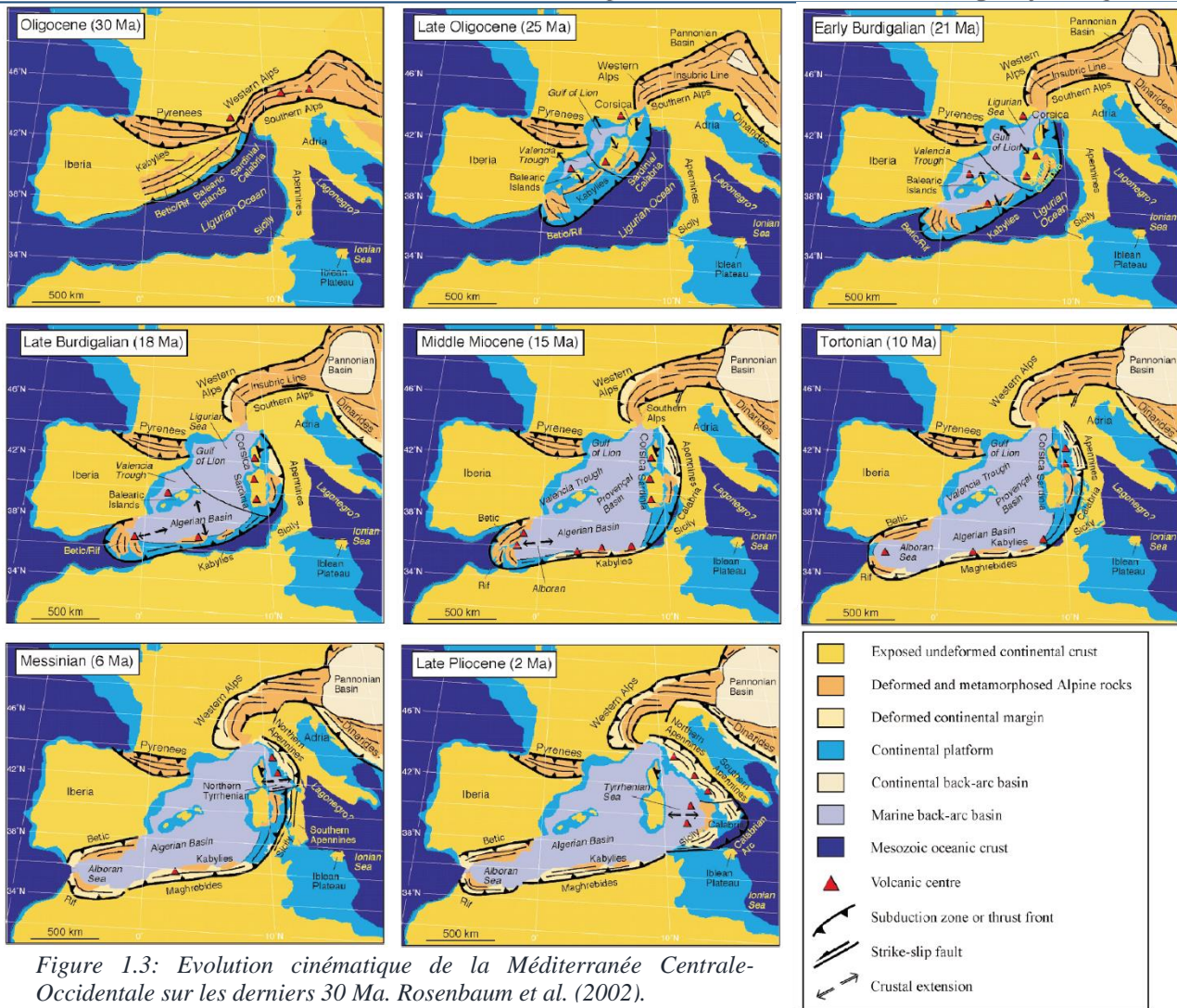


Figure 1.3: Evolution cinématique de la Méditerranée Centrale-Occidentale sur les derniers 30 Ma. Rosenbaum *et al.* (2002).

D'après les reconstructions de Goes *et al.* (2004) ou de Rosenbaum *et al.* (2002) (figure 1.3) le bloc Péloritain/Calabre (le Péloritain étant une province Sicilienne et la Calabre une province Italienne) se détache du bloc Corso-Sarde et subit une très forte accélération de son mouvement vers le SE sur les 10 derniers millions d'années. La direction de mouvement passe alors de SE à ESE en suivant la rotation antihoraire de l'Adriatique. Au cours du dernier million d'années, le bloc Péloritain/Calabre se scinde (probablement au niveau du détroit de Messine) et certains auteurs qualifient la zone Siculo-Calabraise comme étant une zone de rift (e.g. Catalano *et al.* 2003). Le détroit de Messine est alors interprété comme étant une zone de transfert majeure où deux groupes de failles normales s'opposent (Aloisi *et al.* 2013). D'après l'observation des terrasses marines du quaternaire, la propagation de ces failles se ferait vers le Sud. Catalano *et al.* (2001) notent un évènement sismique majeur, se produisant vers 125 ka, où après une longue période de quiescence (et d'accumulation de contrainte élastique) un fort relâchement des contraintes se produisit.

c. Tectonique actuelle

La cinématique actuelle résulte des interactions passées entre les plaques Afrique et Eurasie. Cependant quelques structures sont actives de nos jours et beaucoup d'indices (données géologiques, géophysiques etc...) doivent être étudiés afin d'arriver à une conclusion fiable. Il est difficile d'avoir une vision précise des limites de plaques et de leurs interactions (figure 1.6). Les données recueillies par les stations GPS (fixes ou temporaires) sont un de ces indices très utile pour représenter l'activité tectonique actuelle d'une région. En Méditerranée, de nombreuses stations existent et leurs données ont été exploitées par plusieurs auteurs tels que Nocquet (2012), Palano *et al.* (2012) ou encore Serpelloni *et al.* (2007 et 2011).

Figure 1.5: (figures A et B) Vitesses horizontales (avec leurs ellipses de confiance à 95%) par rapport à l'Eurasie fixe.

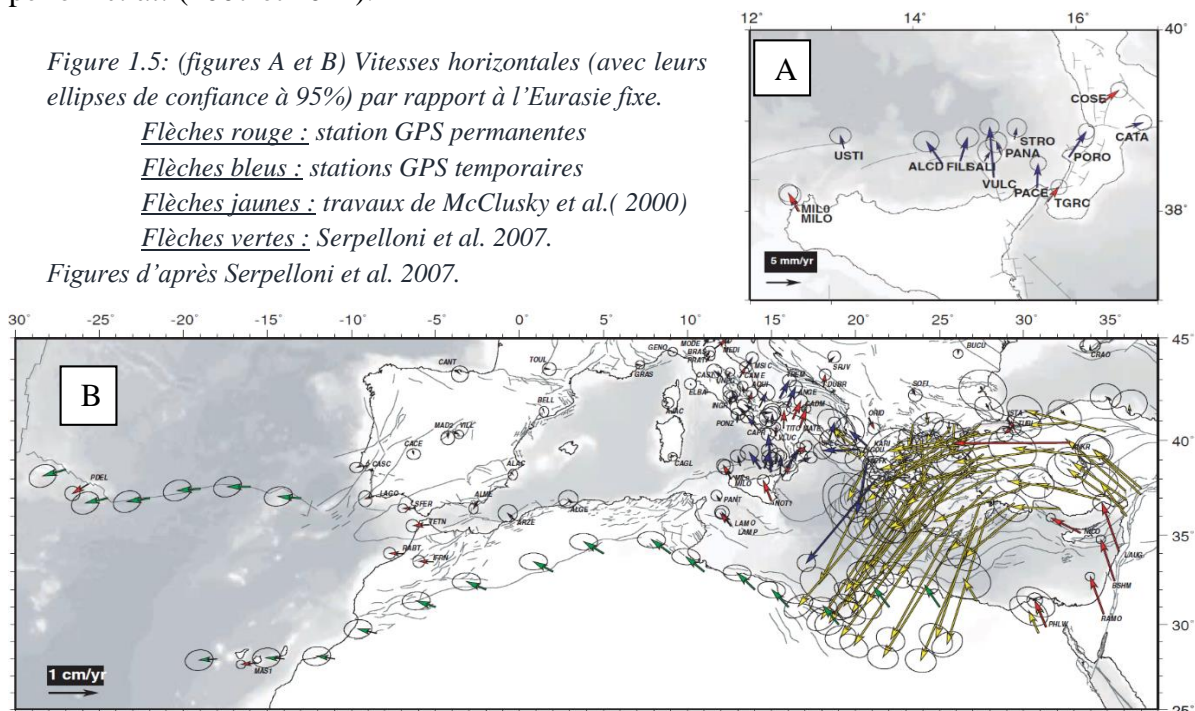
Flèches rouge : station GPS permanentes

Flèches bleus : stations GPS temporaires

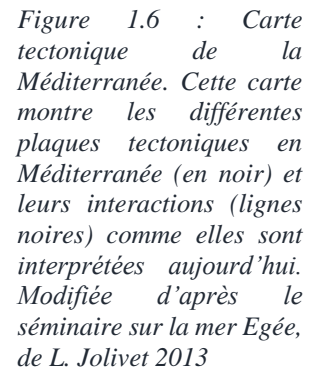
Flèches jaunes : travaux de McClusky *et al.* (2000)

Flèches vertes : Serpelloni *et al.* 2007.

Figures d'après Serpelloni *et al.* 2007.

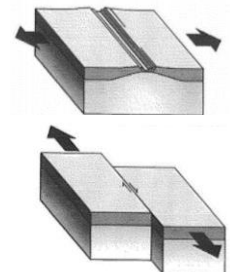


Le mouvement actuel des plaques est retranscrit sur une carte par rapport à une autre plaque fixe utilisée comme référentiel (sur la figure 1.5, la plaque Europe est fixe). Le mouvement le plus important en Méditerranée est celui de la plaque Anatolie à l'Est qui est le plus rapide. En effet la plaque Anatolie est d'une part pincée entre les plaques Eurasienne et Africaine et éjectée vers le Sud-Sud-Ouest. Et d'autre part, cette plaque subit l'effet du recul du slab Egéen vers le Sud-Ouest. Les vitesses augmentent vers le Sud-Ouest, d'où une forte influence de la subduction. Le mouvement de rotation antihoraire de l'arc hellénique est aussi visible même si il se superpose à celui de l'Anatolie. Ensuite, un peu plus dans le détail, on peut remarquer les mouvements de la Calabre, de la Sicile et de l'Apulie, qui se démarquent de la lente convergence vers le nord de la plaque Africaine. En effet la Méditerranée centrale est encore largement affectée par la rotation antihoraire de la plaque Adriatique (J.M. Nocquet 2012). Enfin, la tectonique actuelle du détroit de Messine (figure 1.5 A) souligne une certaine discordance entre les mouvements de la Calabre et du Péloritain. Respectivement l'une a un mouvement vers le NE alors que l'autre remonte vers le Nord par rapport



a. Définition

- ➔ les marges divergentes, qui proviennent d'une tectonique divergente au sein d'une plaque continentale.
- ➔ Et les marges transformantes, qui sont issues de mouvement essentiellement coulissant.



7

en plus dans le détail cette portion de la limite entre l'Atlantique Centrale et l'Atlantique Sud aide à comprendre comment ce type de marge se met en place (figure 1.7).

Figure 1.7 : Evolution théorique d'une marge transformante.

Orange foncé : domaine continental

Orange clair : continental aminci

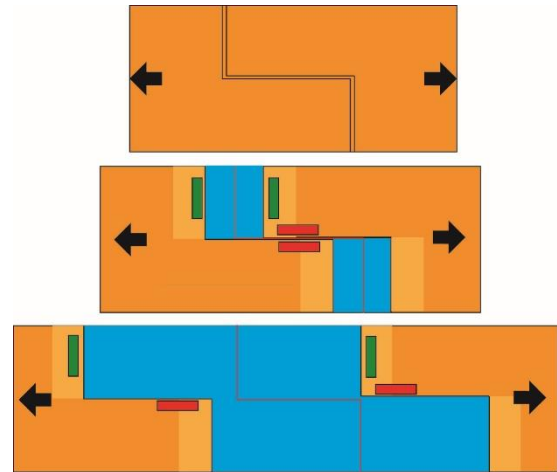
Bleu : domaine océanique

Ligne rouge : dorsale océanique

Flèches noires : contraintes extensives principales

Rectangles rouges : marges transformantes

Rectangles verts : marges divergentes



b. Caractéristiques générales

D'après les travaux tels que Ch. Basile (1990), Pontoise *et al.* (1990), et Sage *et al.* (1997, 2000), les références qu'ils citent, on peut retracer les grands traits caractérisant les marges transformantes :

- Tout d'abord, un escarpement marqué dans la morpho-bathymétrie et donc une pente continentale forte séparant le plateau continental, d'une plaine abyssale.
- Un lien possible avec /les rides décrochantes des dorsales peut être observé dans la bathymétrie.
- Un Moho plongeant rapidement et de manière abrupte à la TOC (transition Océan-Continent) sur une distance autour de la dizaine de km d'après les données de sismique grand-angle. La gravimétrie souligne aussi cette transition abrupte avec des distances de transition comparables.
- Des failles décrochantes et sur les pourtours d'un décrochement majeur peuvent être visibles en surface et accommodent les mouvements décrochants due à l'ouverture de cette marge.
- Les échanges thermiques entre les lithosphères continentales et océaniques entraînent parfois des mouvements verticaux de la marge due à une expansion et une régression thermique.

Ces caractéristiques varient selon les zones étudiées et certaines peuvent être absentes sur une zone donnée. Cependant il est parfois difficile de faire la distinction entre une marge purement transformante et une marge oblique qui elle, est une succession de petites unités transformantes et divergentes. Un autre exemple bien connu est la marge de la Guyane Française. Ici, d'après les travaux de Greenroyd *et al.* 2007, la transition océan-continent est très abrupte, avec un fort dénivelé du Moho sur seulement 10km de distance. D'où un contraste très important entre deux lithosphères différentes visibles sur ces données de sismique grand-angle (figure 1.8). D'autres exemples existent en Méditerranée, mais restent encore débattues, mais il est globalement accepté que la marge Est-

Sicilienne bordant le bassin Ionien est une marge transformante abritant probablement une ancienne faille décrochante d'ampleur lithosphérique (Frizon de Lamotte *et al.* 2011).

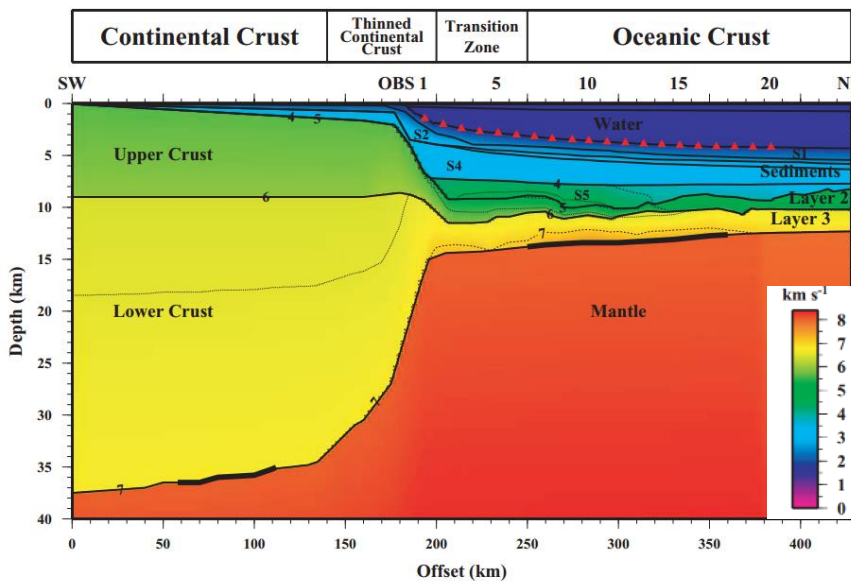


Figure 1.8 : Modèle de vitesse en onde P et son interprétation des unités crustales de la marge de la Guyane Française (Greenroyd *et al.* 2007). Cette figure illustre parfaitement l'idée de transition brusque entre les domaines continentaux et océaniques.

c. Les STEP faults

Le plancher océanique (à l'échelle lithosphérique) peut reculer lorsque celui-ci est trop dense, impliquant une migration de la zone de subduction. Ce phénomène peut être associé à une segmentation de cette plaque plongeante. Une ou plusieurs failles décrochantes sub-verticales et d'échelle lithosphérique peuvent se développer entre les portions adjacentes de la plaque plongeante. Ces failles sont appelées *STEP faults*, pour « *Subduction Transform Edge Propagator* » en anglais (ou failles décrochantes de bord de subduction) (Govers and Wortel 2005). La présence d'une telle faille a notamment été discutée dans le bassin Ionien par Gallais *et al.* (2013). De manière générale, les *STEP faults* peuvent être identifiées grâce à deux caractéristiques d'après Gallais *et al.* (2013) :

- ➔ Des mouvements de décrochement dans la plaque supérieure
- ➔ Et un mouvement vertical entre la plaque océanique subductée et la portion adjacente de la plaque.

Ces failles peuvent se développer en contexte purement océanique, par exemple aux subductions des Iles Sandwich. Elles peuvent alors former des limites de marge transformantes dans la plaque supérieure, permettant un mouvement différentiel de deux blocs lithosphériques (Gallais *et al.* 2013). Il a été proposé que l'escarpement de Malte dans le bassin Ionien, était un vestige de l'ouverture en marge transformante de ce bassin (figure 1.2) (Frizon de Lamotte *et al.* 2011). D'autre part, concernant la fermeture du bassin, il a été proposé qu'une faille de bord de subduction accommoderait le retrait de la plaque rentrant en subduction (Govers and Wortel, 2005; Polonia *et al.*, 2011; Gallais *et al.*, 2013; Orechio *et al.*, 2014).

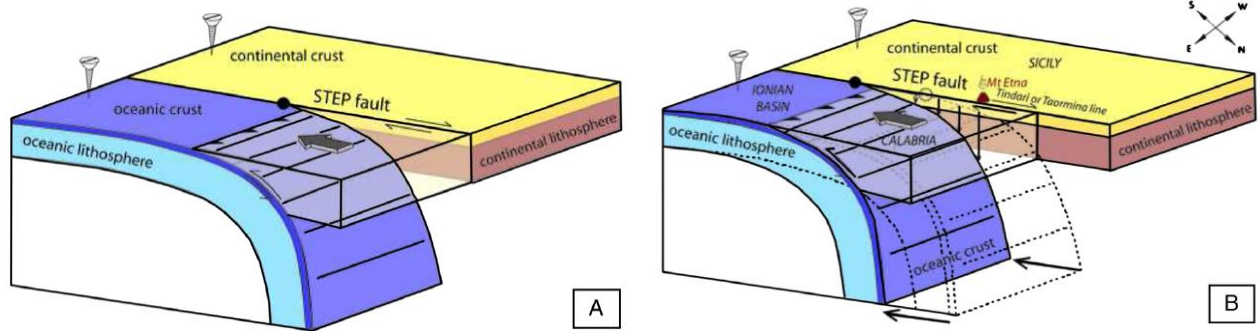


Figure 1.9 : Schéma en 3D d'une STEP fault au niveau d'une zone de subduction associée un retrait de Slab. Ici la quantité de retrait de slab, l'avancée du bloc Calabrai et la propagation de la STEP fault sont quasi-égaux. D'après Gallais et al. (2013).

3. Le bassin Ionien : une zone de subduction

a. Présentation de la zone d'étude

Un des huit bassins Méditerranéen est à l'origine de nombreuses discussions au sein de la communauté scientifique : le bassin Ionien. Il se situe au Sud-est de la Sicile et au Sud de la Calabre Italienne, il est compris entre l'arc Hellénique et son prisme d'accrétion : la ride ouest Méditerranéenne à l'Est et l'escarpement de Malte à l'Ouest (figure 1.10). Ce bassin est l'un des plus profonds de la Méditerranée (plus de 4000 m). D'un point de vue géodynamique, ce bassin se referme en subductant sous la Calabre et le Péloritain (province Sicilienne).

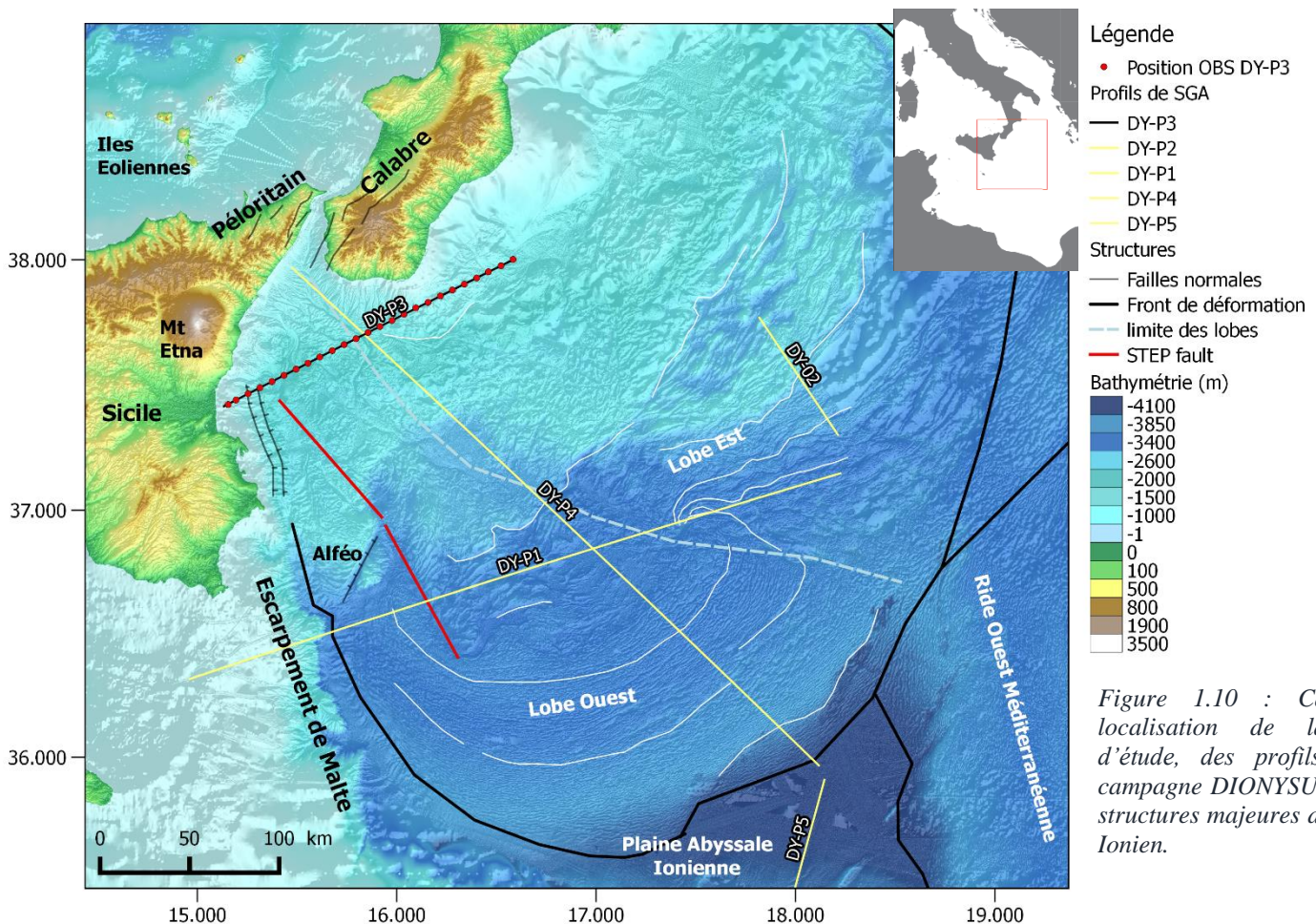


Figure 1.10 : Carte de localisation de la zone d'étude, des profils de la campagne DIONYSUS, et des structures majeures du bassin Ionien.

Cependant un mouvement plus complexe est en place, puisque ce slab possède un mouvement de retrait vers le Sud-Est, entraînant avec lui la Calabre et le Péloritain. De par ce retrait, apparaît la mer Tyrrhénienne (8-5 Ma), avec la formation de croûte océanique dans les bassins de Vavilov et Marsili ce dernier associé au volcan sous-marin Marsili (Marani and Tuna, 2002).

Sismicité

L'étude de la sismicité de cette zone de subduction permet de retrouver le panneau lithosphérique Ionien plongeant vers le Nord-Ouest sous la mer Tyrrhénienne. En effet la sismicité du plan de Wadati-Bénioff dépasse des profondeurs de 500 km sous la mer Tyrrhénienne (Wortel and Spakman 2000) (figures 1.11 et 1.12). Sous les Iles Eoliennes, le slab Ionien se situe de 150 à 200 km de profondeurs, et vers 50 km sous la Calabre. Ce morceau de croûte océanique plonge sous la croûte continentale Calabraise avec un pendage très fort. Mais il se retrouve bloqué à la discontinuité de 640 km (Wortel and Spakman 2000).

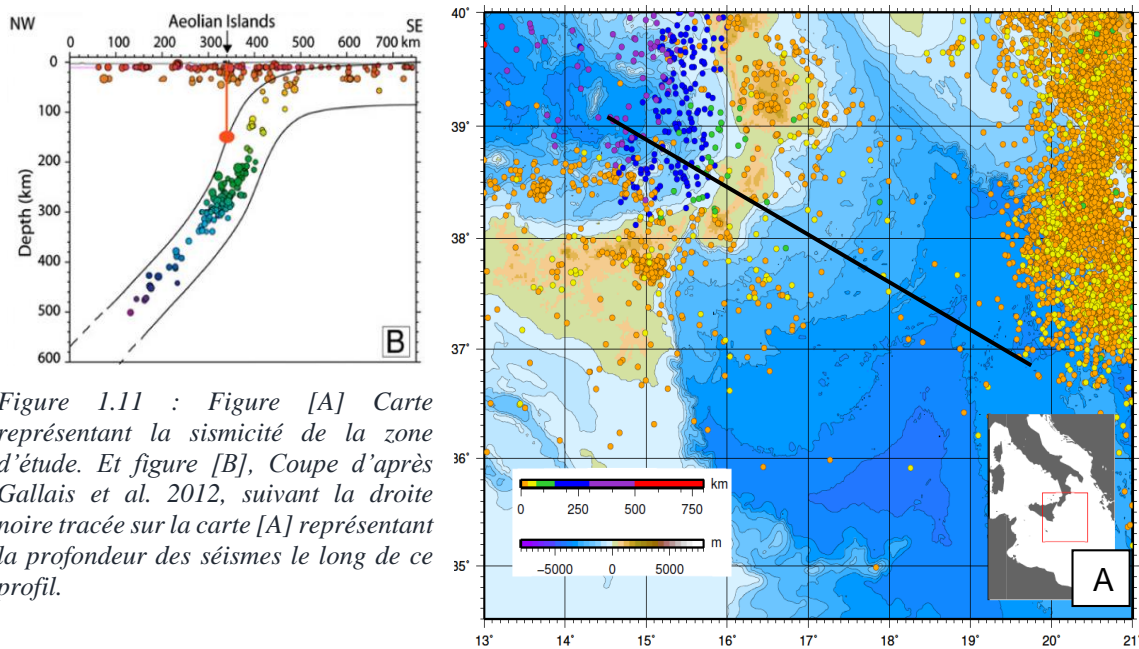
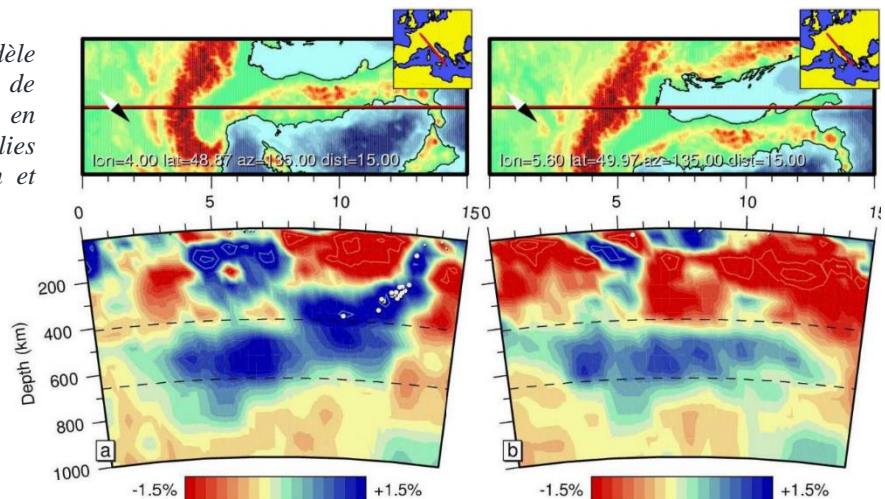


Figure 1.11 : Figure [A] Carte représentant la sismicité de la zone d'étude. Et figure [B], Coupe d'après Gallais et al. 2012, suivant la droite noire tracée sur la carte [A] représentant la profondeur des séismes le long de ce profil.

Figure 1.12 : Coupes dans un modèle tomographique dans la zone de subduction Ionienne. Les limites en pointillés représentent les anomalies de 410 km et 640 km. Spakman et Wortel 2004.



Certains auteurs ont proposé que le ralentissement de la convergence au niveau de la subduction calabraise sur les derniers millions d'années, a été produit par un ralentissement du slab en arrivant au niveau de la discontinuité de 640 km (Faccenna *et al* 2004.). En annexe 2 est présentée une carte des mécanismes au foyer.

Volcanisme

Le bassin ionien possède une activité volcanique arrière arc comme en témoignent les laves calco-alcalines des Iles Eoliennes (Peccerillo *et al.* 2005). La déshydratation de la croûte Ionienne plongeante, abaisse le solidus de la lithosphère de la plaque supérieure provoquant une fusion partielle dans le manteau lithosphérique de la plaque supérieure et induit ce volcanisme. Cependant, il existe un autre volcan, unique sur la plaque supérieure qui ne serait pas lié au même type de volcanisme arrière arc. En effet la chimie particulière des laves de l'Etna (de type OIB : Oceanic Island Basalt) serait interprétée comme une remontée asthénosphérique due, soit à une déchirure de Slab, soit au retrait très rapide de ce Slab Ionien induisant cette remontée (Rosenbaum *et al.* 2008 et ses références).

Prisme d'accrétion de la Calabre et de la Sicile :

La compilation des données de bathymétrie a permis d'obtenir une cartographie détaillée de la région d'étude (figure 1.10), permettant de déduire de nombreuses structures tectoniques au sein du prisme. La Calabre et le Péloritain peuvent être considérées comme deux blocs buttoirs, qui racleraient les sédiments de la plaque plongeante Ionienne de façon à former un prisme d'accrétion devant eux. Ce prisme est constitué de deux lobes majeurs, Est et Ouest (Polonia *et al.* 2011 ; Gallais *et al.* 2012). Le lobe Est est limité au sud par la ride Méditerranéenne (prisme d'accrétion de la subduction Egéenne), alors que le lobe Ouest peut s'étendre librement sur la plaine abyssale Ionienne.

Le prisme d'accrétion peut par ailleurs être divisé en deux autres secteurs suivant les différents types de sédiments rencontrés (Nord-Ouest prisme clastique et Sud-Est prisme évaporitique). Cela serait dû à deux étapes dans la formation du prisme (une pré et l'autre post-événement Messinien) (Polonia *et al.* 2011 ; Gallais *et al.* 2012) (Figure 1.13). En effet la tectonique d'un prisme évaporitique et d'un prisme clastique serait différente. Le prisme clastique a un comportement rhéologique coulombien (classique) avec une friction interne modérée et une faible friction basale, tandis que le prisme évaporitique a une friction effective interne et basale extrêmement faible due au fluage du sel. D'après les données de sismique-réflexion, le prisme évaporitique (au Sud) s'épaissit vers le Nord-Ouest (Polonia *et al.* 2011 ; Gallais *et al.* 2012), et cet épaississement est d'origine tectonique. En effet les épaisseurs d'évaporites Messiniennes varient fortement dans le bassin (de 500

à 1000m). De telles variations d'épaisseurs sont ne peuvent être dues qu'à un phénomène tectonique (Gallais *et al.* 2012).

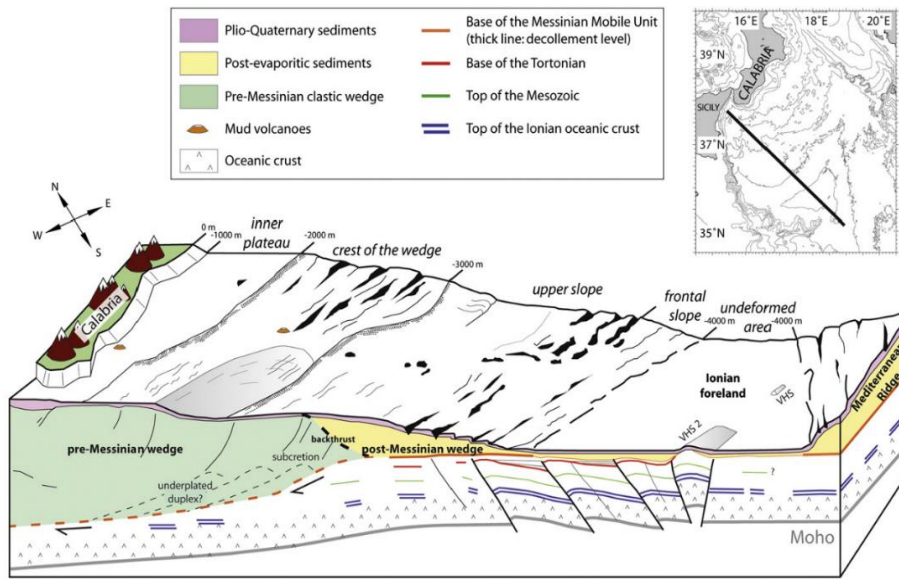


Figure 1.13 : Représentation schématique 3D d'une coupe Nord-Sud du prisme Ionien. Par Gallais *et al.* 2012.

b. Sismique-réflexion

Les profils de sismique-réflexion dans le prisme Ionien permettent d'obtenir des informations essentiellement sur les structures sédimentaires supérieures du prisme d'accrétion. En effet l'évènement Méssinien ayant déposé plusieurs centaines de mètres d'évaporites dans la partie profonde du bassin, il est difficile d'observer les structures prè-Messiniennes en utilisant uniquement la sismique-réflexion. (Nicolich *et al.* 2000; Polonia *et al.* 2011 ; Gallais *et al.* 2011, 2012 et 2013). Ainsi de nombreuses failles et évènements tectoniques ont pu être déterminés à partir de ce type de données. Notamment une inversion tectonique dans la plaine abyssale Ionienne mettant en jeux des failles normales (initiées après son rifting au Jurassique) puis jouant en failles inverses au Miocène, Gallais *et al.* (2011) (figure 1.13). Plus haut dans le prisme, de nombreuses failles normales ont été identifiées et certaines présentaient une composante décrochante. Par ailleurs plusieurs bassins

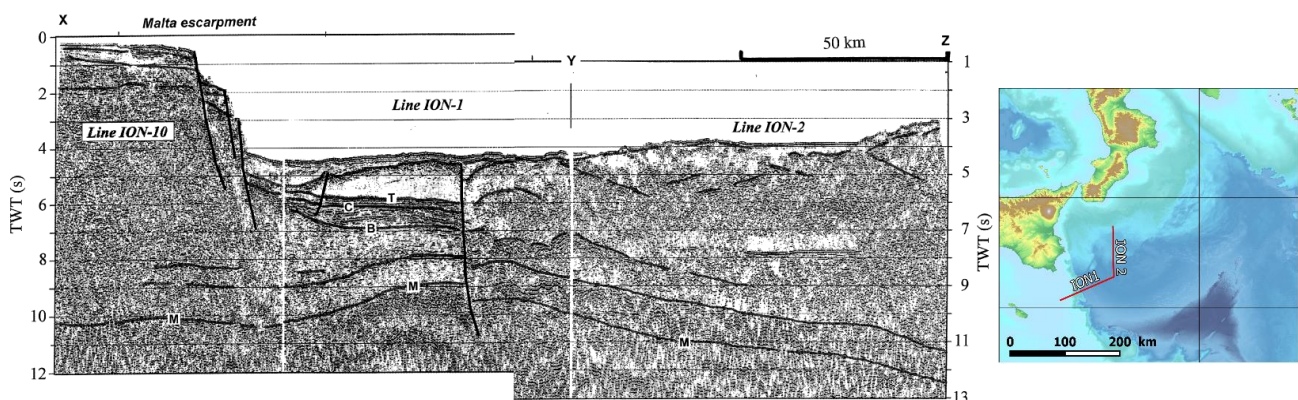


Figure 1.14 : Profils de sismiques réflexion ION-1 et 2. Dans lesquels on peut apercevoir un bassin sédimentaire au pied de l'escarpement de Malte, et sa liaison probable avec une faille normale d'ampleur crustale voir lithosphérique. Nicolich *et al.* (2000)

sédimentaires au remplissage récents ont pu être localisés, comme par exemple dans le sud de la Calabre avec le bassin du *Spartivento-Crotone*.

Ils forment notamment des plateaux visibles dans la bathymétrie. Certains de ces bassins ont pu être créés à partir de failles normales profondément ancrées dans la croûte (voir le manteau lithosphérique) comme dans le bassin le long de l'escarpement de Malte au sud de la Sicile, Nicolich *et al.* (2000) (figure 1.4). Au pied de l'escarpement de Malte, au Sud-est de la Sicile, un mont sous-marin est visible dans la bathymétrie et est découpé par une faille normale. Il a été identifié comme étant carbonaté (à partir de dragages) et appartiendrait probablement au plateau Hybléen : le mont Alféo.

c. Géologie structurale de la Calabre et de la Sicile :

La géologie de la Sicile et de la Calabre provient de la collision de deux blocs continentaux, d'une part le Bloc Calabrais dont le Péloritain au NE de la Sicile fait partie, et d'autre part, le bloc Apennin appartenant à la plaque Africaine. Ces deux blocs étant séparés par une faille chevauchante (avec une probable composante décrochante, Doglioni *et al.* 2012), la Taormina line passant au Nord-est de l'Etna (dont les laves la recouvrent en partie). D'après les cartes structurales et géologiques de la Sicile et de l'Italie au 1 : 1.000.000 et 1 : 100.000 du département Géologique National de l'Italie, ISPRA (*Istituto Superiore per la Protezione et la Ricerca Ambientale*), la Sicile pourrait alors être divisée en quatre domaines structuraux (figure 1.15) :

- ✎ Le Bloc Apennin (en Sicile et au NE de la Calabre en Jaune) possède des unités appartenant à la plaque Afrique. Dans la partie Nord se trouve des sédiments pré-orogènes Alpin (argiles, calcaire, brèches à matrices argileuse du crétacé supérieur à Oligocène). Dans la partie centrale et sud-ouest de la Sicile, ce sont de sédiments plus récents syn-orogène Alpin (Calcaires plus ou moins marneux datant du Miocène à Pliocène).
- ✎ Le Bloc Calabro-Péloritain (Violet) dont le Péloritain, avec ses roches métamorphiques du cycle Hercynien. Gneiss, micaschistes et migmatites avec une empreinte locale du métamorphisme Alpin. La Calabre Italienne possède des unités géologiques très similaires au Péloritain de la Sicile, à savoir des roches métamorphiques de l'Hercynien (granites et granodiorites). Mais aussi des sédiments marins et des successions d'érosions continentales reliées à un contexte extensif. Dans le Sud de la Calabre, il faut noter la présence de Calcaires marneux
- ✎ Au sud de la Sicile sont présentes des unités carbonatées (en vert) avec des *limestones* et *sandstones* Miocène à Pléistocène et localement des calcaires marneux du Crétacé, reliées au plateau Hybléen, également présente sur Malte et dans le Nord-Est de la Tunisie.

Enfin l'Etna et ses laves provenant de différentes éruptions relativement récentes, recouvrent une grande partie de l'Est de la Sicile. Pour la plupart des coulées, ce sont des andésites et des basaltes alcalins en laves ou en roches pyroclastiques.

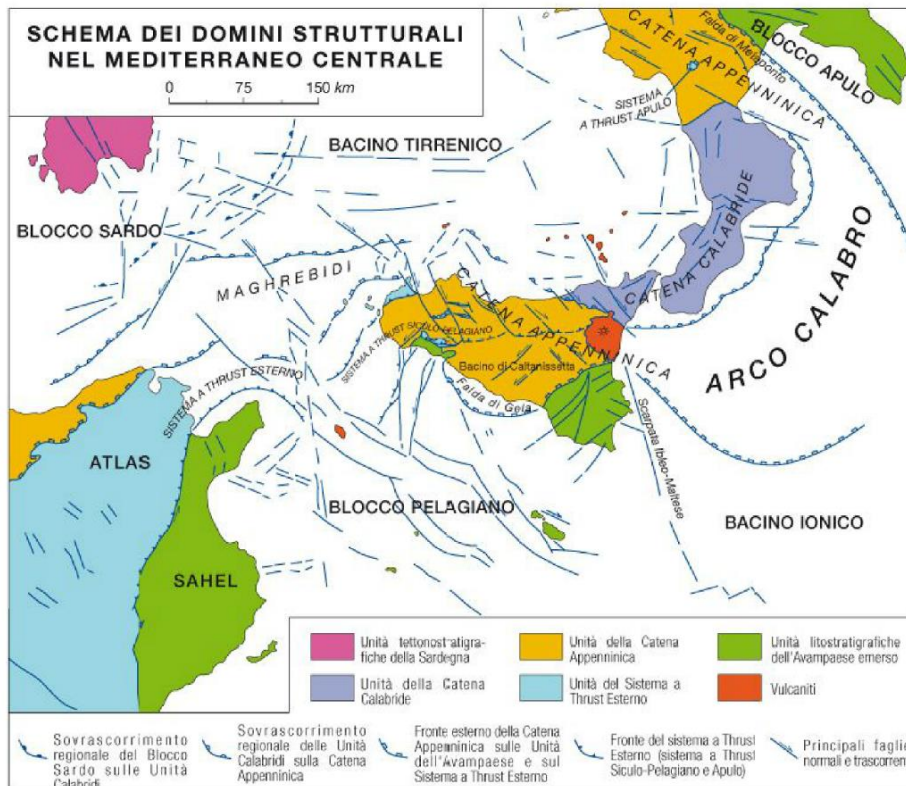
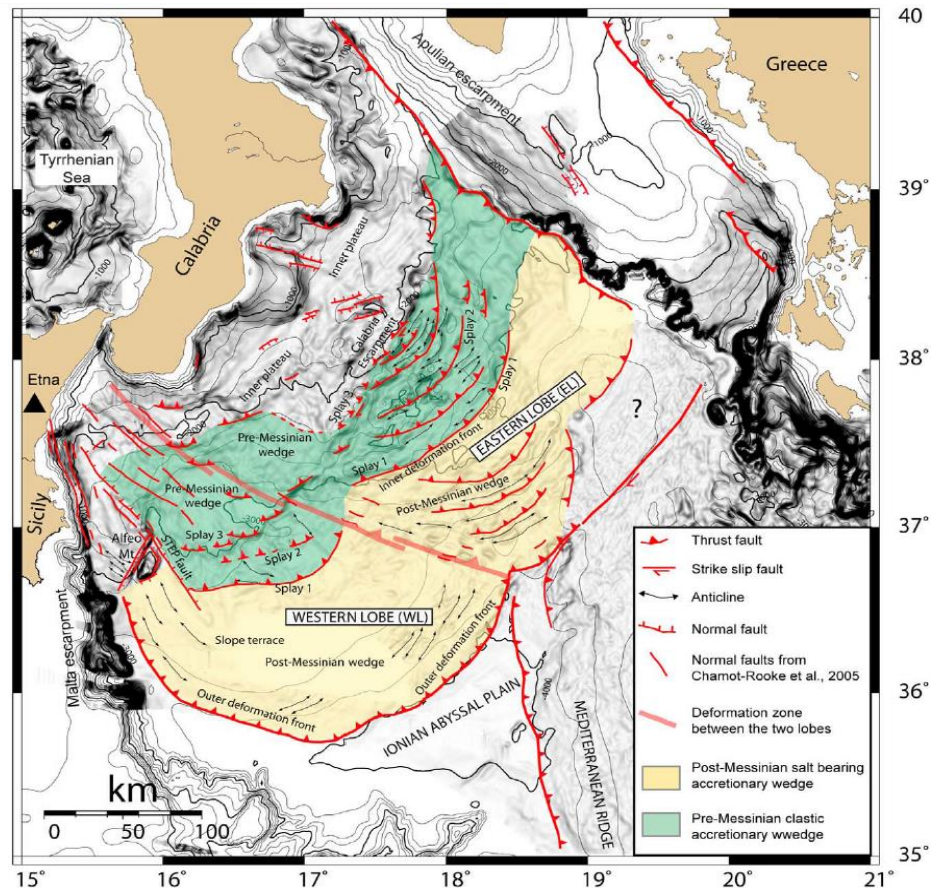


Figure 1.15 : Schéma structural de la Méditerranée centrale. Service Géologique Italien – ISPRA.

Figure 1.16 : Structures présentes dans le prisme d'accrétion Ionien déduites des observations de la Bathymétrie et de la littérature. Polonia et al. 2011.



Structures observées d'après la bathymétrie du prisme.

Plusieurs structures majeures dans la zone peuvent être déduites d'après la bathymétrie et les connaissances accumulées dans la littérature sur la zone (figure 1.16 par Polonia *et al.* 2011). Les structures les plus facilement identifiables sont notamment interprétées comme étant des failles (normales, inverses ou décrochantes). Leur origine est liée soit à la tectonique des plaques soit à une tectonique gravitaire comme en témoignent les anticlinaux présents dans le sel Messinien par exemple (figure 1.10 dans le lobe Ouest). Des failles de chevauchement avec plusieurs branches (*Splay-faults* en anglais) sont présentes, elles sont héritées de la formation du prisme. L'existence d'une faille de déchirure *STEP fault* à 70 km à l'Est de l'escarpement de Malte et au SE du Mont Alféo a été retenue. Cependant cette faille lithosphérique n'est pas localisée plus au nord de ce mont sous-marin, mais de nombreuses failles normales ont été repérées entre la Sicile et la Calabre. Ici l'auteur propose aussi une zone de déformation découpant les deux lobes du prisme qui serait dû à un mouvement différentiel des butées (ou backstop en anglais) de la Sicile et de la Calabre. Cette dernière avançant plus vers le SSE que la Sicile, induisant cette zone de déformation décrochante dextre.

4. Enjeux et problématique

L'aléa sismique marque l'histoire du bassin Ionien depuis des millénaires. Ces séismes ont d'ailleurs été enregistrés dans les sédiments du bassin comme celui de 365 AD, (Polonia *et al.* 2013) mais de plus récents ont frappé les côtes et les esprits des Siciliens comme ceux de Messine en 1908 (magnitude 7.2 et 72 000 morts) et de Catane en 1963 (magnitude 7.5 et 60 000 morts) (Jenny *et al.* 2006). De plus, la sismicité de la Sicile et de la Calabre concerne une grande partie des bassins Méditerranéens, puisqu'un séisme relié à des instabilités de pentes sous-marines, peut provoquer des tsunamis destructeurs pour les villes situées sur les pourtours de ces bassins. Paradoxalement, les failles à l'origine de ces séismes tsunamigéniques sont mal connues et restent difficiles à localiser.

La campagne DIONYSUS (à laquelle j'ai participé) avait pour objectif d'étudier les structures profondes des marges Siciliennes et Calabraises dans le but de localiser les failles majeures, mais aussi de comprendre leurs implications plus globales dans cette subduction. Pour cela elle a recueilli des données de sismique grand-angle le long de cinq profils. Ce stage avait pour principal objectif de modéliser et d'interpréter les données de sismique grand-angle du profil DY-P3 de cette campagne.

Plusieurs propositions ont déjà été théorisées sur l'emplacement de ces failles, mais il n'existe que trop peu de preuves irréfutables (figure 1.17) notamment parce que la zone est difficilement pénétrable par des méthodes de sismique conventionnelle (notamment par les sédiments évaporitiques du Messinien). Ces hypothèses concernent d'une part l'existence et la localisation d'une faille de bord de subduction d'ampleur lithosphérique (*STEP fault*). Et d'autre part, sur l'origine

même du bassin Ionien et de sa formation avec ou sans l'intervention d'une marge transformante. Si l'on se concentre maintenant sur le détroit de Messine, une question récurrente apparaît dans la littérature, celle de l'ouverture du détroit de Messine qui apparaît ne pas être terminée de nos jours avec des mouvements différents entre Péloritain Sicilien et Calabre Italienne. Enfin si ces mouvements différentiels influencent l'activité des deux lobes du prisme d'accrétion Ionien. Autant de questions auxquelles cette étude et ce rapport de stage, essayeront d'apporter quelques éléments de réponses.

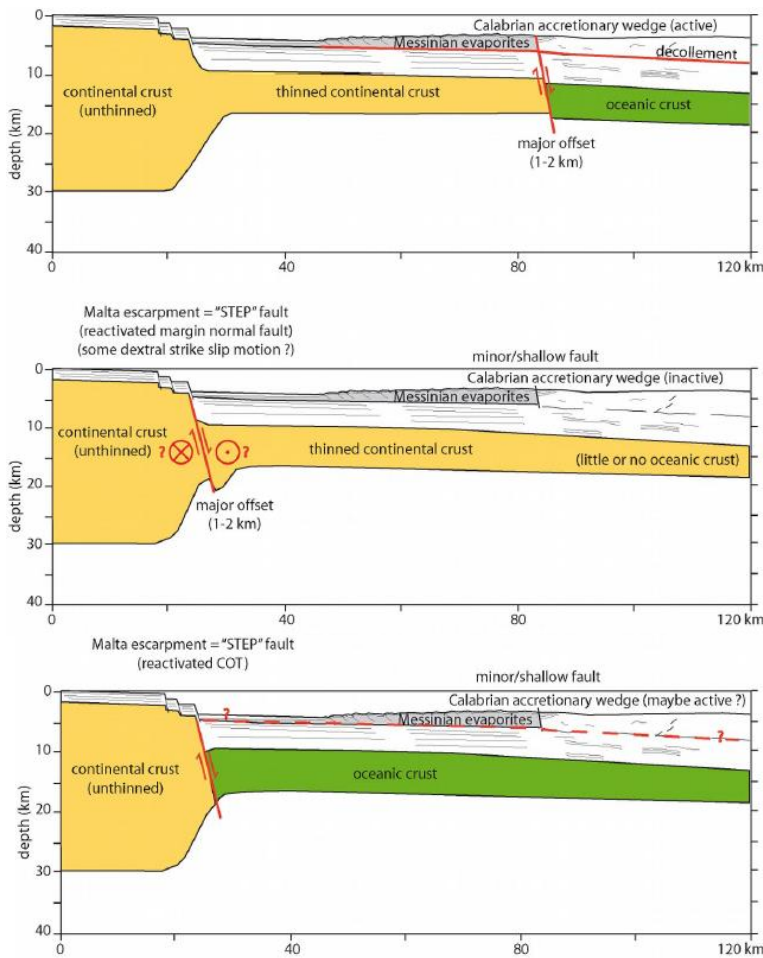


Figure 1.17 : Schémas en coupe E-W, présentant les trois hypothèses de positionnement de la faille de déchirure (STEP-fault). Par Marc-André Gutscher (formulaire de demande de Campagne DIONYSUS)

Chapitre II - Données et méthodes utilisées

1. La campagne DIONYSUS

Pour l'acquisition des données de sismique grand-angle, des sismomètres de fond de mer (OBS=*Ocean Bottom seismometer*) sont déployés depuis un navire océanographique le long d'un profil. Ces instruments sont maintenus au fond de l'eau par un lest pendant que le navire repasse le long du profil en tractant une source acoustique (canons à airs) qui tirent à intervalles réguliers. Les OBS enregistrent alors les ondes générées par la source et leur passage dans les couches géologiques. En fin d'acquisition les OBS larguent leur lest via un signal acoustique (unique pour chaque OBS) ou bien après un temps donné préalablement programmé. Ils remontent enfin à la surface où ils seront récupérés à bord du navire pour l'extraction des données.

a. Les données

Les données utilisées pendant ce stage proviennent de différentes campagnes en mer. Tout d'abord la campagne DIONYSUS (*Deep structure of the IONian sea and east sicily: wide-angle seismic SURvey of the calabria Subduction zone and tethys margins*) qui a eu lieu en octobre 2014 à bord du navire Allemand le F/S Meteor, campagne à laquelle j'ai pu participer. Elle a permis de recueillir des informations sur la structure de cette zone grâce à trois types de données : bathymétrique, de sismique-réflexion et de sismique grand-angle à partir de cinq profils répartis sur l'Ouest et le centre du bassin. La sismique grand-angle a été opérée par les deux instituts Européens Geomar (avec 30 OBS et OBH Allemands) et Ifremer (avec 32 OBS Français) pour acquérir presque 900 km profil sismique grand-angle et réflexion. Ce projet Européen inclut aussi des équipes Italiennes notamment de l'INGV Rome ont déployé six stations à Terre. Le stage s'appuie également sur des données de sismique-réflexion provenant des Campagnes PrisMed (1993) et Archimede (1997) mais aussi de la campagne CIRCEE (octobre 2013) qui avait procédé à des relevés bathymétriques et du carottage en plus des profils de sismique-réflexion haute résolution. Ainsi la carte bathymétrique présentée dans ce rapport est la première compilation aussi complète dans le bassin Ionien. Elle regroupe les données des campagnes du Meteor : M111 (ou DYONISUS avec H. Kopp, M-A. Gutscher), M112 (G. Bohrmann) et M86 (S. Krastel) ; du PourquoiPas : MocoSed (S. Zaragosi, T. Garlan) ; du Suroit : CIRCEE (M-A. Gutscher) et des données du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) provenant de nombreux transits et d'autres campagnes (T. Garlan).

La Géométrie d'acquisition du profil DY-P3 :

Le profil utilisé pour la modélisation des vitesses sismiques lors de ce stage était le profil DY-P3 aligné ENE-SSW parallèle à l'axe de subduction (voir figure 1.10). Au total, 25 OBS et 6 stations à terre ont été déployés le long de ce profil. Chaque OBS est espacé de 3.2 Miles Nautiques (5.9 km) avec son précédent, sur une longueur totale de 120 MN (222 Km) dont 80MN (150 km) en mer.

La source utilisée était une batterie de canons à air G-Gun, fabriqués par Sercel. Les canons avaient un volume total de 84 L pour émettre de basses fréquences (12-23 Hz) permettant une forte pénétration des ondes acoustiques (voir figure 2.1 pour la géométrie de placement des canons).

Les tirs étaient espacés d'environ 125 m alors que le navire avançait de 4 à 4.5 nœuds (7.41 à 8.33 km/h), soit 1 tir toutes les 60s, avec pour point de départ 16°36'E / 37°58'N et d'arriver 15°08'E / 37°24'N.

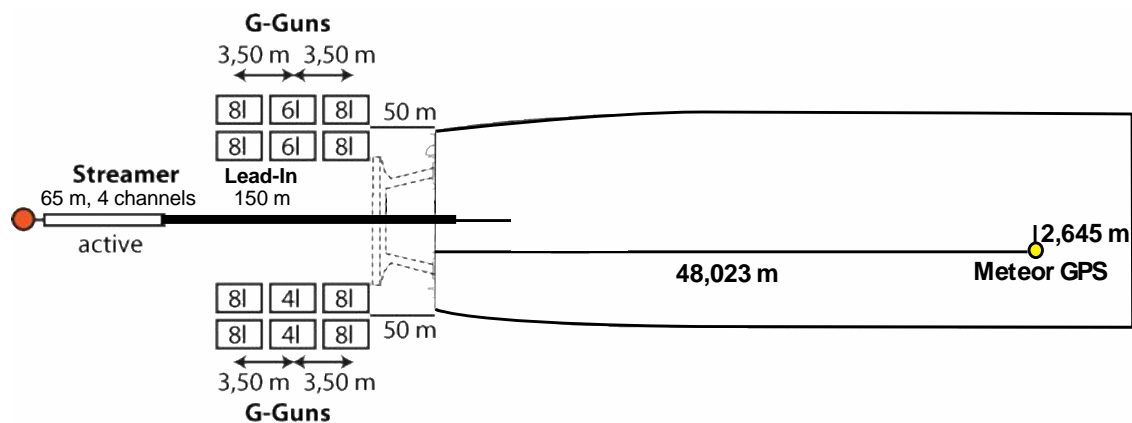


Figure 2.1 : Schémas représentant la géométrie d'acquisition de la sismique-réflexion et celle des canons à air.

Une flûte de 65m comportant 4 traces a permis d'acquérir des données de sismique-réflexion (ou Sismique Multi-Traces, SMT) le long du profil OBS. Ces données imagent la structure des couches sédimentaires. Ce profil de sismique-réflexion de 4 traces est présenté en annexe 5.

b. Les instruments de la campagne DIONYSUS :

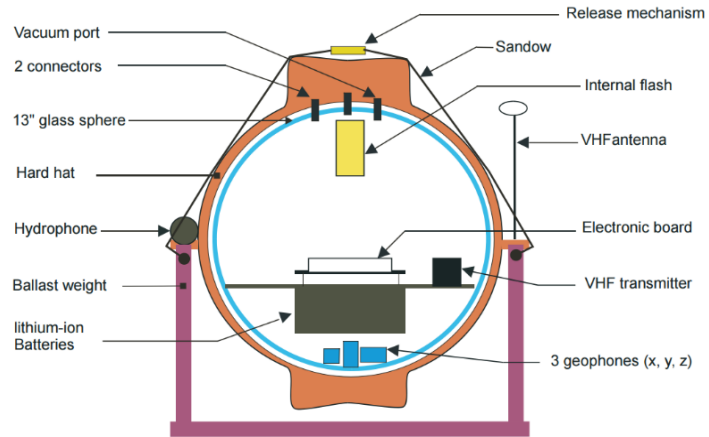
Durant la campagne DIONYSUS trois types d'instruments ont été utilisés pour enregistrer les données de sismique grand-angle. Ces instruments étaient des microOBS + du côté Français, et des OBS et OBH de la société KUM (Umwelt-und Meerestechnik Kiel GmbH, KUM) du côté Allemand.

Les micro-OBS + Français :

Ces OBS sont d'une taille très réduite en comparaison à leurs prédécesseurs. En effet ils renferment 3 géophones et leur système de sauvegarde des données, une batterie (permettant 24 jours d'enregistrement), un transmetteur radio et une lampe flash dans une sphère en verre de seulement 13'' (33cm). Les deux derniers outils cités servent à la récupération de l'instrument quand il refait

surface. En externe, sont compris une antenne radio (ou gonio) et un hydrophone enregistrant des données acoustiques, mais aussi le signal de libération du lest. Ils ne mesurent que 60cm de haut sur 50 cm de large, pour un poids total d'une vingtaine de kg et peuvent atteindre des profondeurs allant jusqu'à 6000 m. Le détail des caractéristiques des micro-OBS + est fourni en annexe 6.

Figure 2.2 : coupe schématique d'un microOBS de l'Ifremer.



Les OBS et OBH Allemands

Les instruments utilisés par l'institut Geomar sont plus imposants (1.20 m de large et 2.00m de haut pour un poids de 240 Kg) et ont un sismomètre déporté permettant un couplage optimal de l'instrument avec le fond marin. Ces instruments sont aussi équipés d'une lampe émettant un flash et d'une balise radio facilitant leur récupération.

2. Principe de la sismique grand-angle (SGA)

La sismique réfraction (ou grand-angle) mesure les temps de propagation des ondes sismiques (essentiellement les ondes P) entre une source (le navire et ses canons à air) et un récepteur placé au fond de l'eau (l'OBS) (figure 2.3), le but étant de définir les vitesses sismiques des milieux traversés par les ondes acoustiques, ainsi que la géométrie du milieu grâce aux épaisseurs de chaque couche. Les profondeurs d'investigation sont de l'ordre de 30 à 40 km de profondeur, ce qui en fait un outil très utile pour l'étude structurale de la croûte.

Pour faire une comparaison, la sismique-réflexion (et la Sismique Multitrace ou SMT) qui utilise uniquement les ondes réfléchies, possède un système d'acquisition où la source et le récepteur sont tous deux mobiles, tractés par le navire, et ont donc un *offset* constant (la distance entre source et récepteur reste constante). Le but est d'obtenir une image bien résolue des réflecteurs dans les premières couches sédimentaires. En ce qui concerne la sismique grand-angle (SGA), elle utilise les ondes réfractées et réfléchies dans un système d'acquisition où le récepteur est fixe et la source mobile. En agrandissant le plus possible cet *offset*, les ondes pénètrent de plus en plus profondément dans la croûte. Cependant, pour de grandes distances un maximum d'énergie est nécessaire et cela requiert une source puissante générant de basses fréquences.

Principe physique

Ce postulat repose d'une part sur le principe de Fermat et les lois de Snell-Descartes (aussi bien valables en optique qu'en sismique ou en sismologie) et d'autre part, que la vitesse de propagation des ondes sismiques croît avec la profondeur. Ces lois permettent de prédire les différents comportements des ondes traversant des milieux aux propriétés physiques différentes et notamment au niveau de la transition entre ces milieux. Trois comportements majeurs sont discernés en fonction des angles d'incidence des rais sismiques (angles mesurés par rapport à la normale au point de « contact » du rai et de la surface de la zone de transition). Un rai est une ligne partant de la source et orthogonale au front d'onde. Les trois comportements des ondes au niveau de la transition entre deux milieux différents sont :

- L'absorption : l'énergie mécanique de l'onde est dissipée après avoir été transformée en énergie thermique par exemple. Ce comportement n'intéresse pas la SGA puisqu'on ne peut l'enregistrer avec un sismomètre et est synonyme de perte de signal.
- La réflexion où la zone de transition entre deux milieux différents agit comme un « miroir » réfléchissant l'onde incidente et sera donc nommé réflecteur.
- Et la transmission où un rai sera réfracté, c'est-à-dire que son angle d'incidence sera modifié par rapport au rai incident.

En sismique grand-angle, les ondes réfléchies et transmises sont utilisées, et plus particulièrement les ondes coniques.

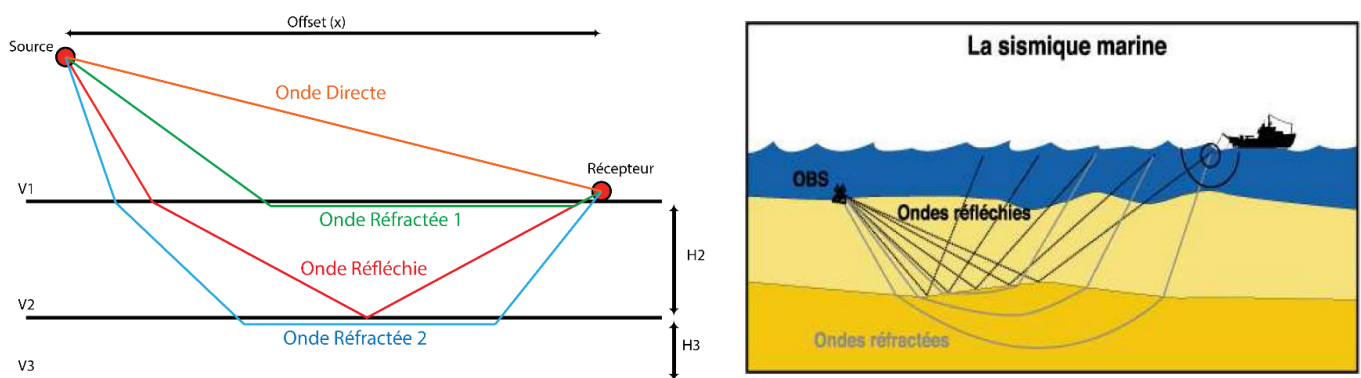


Figure 2.3 : A gauche Représentation schématique du trajet des rais sismique au travers de milieux possédants des vitesses $V3 > V2 > V1$, entre une source (canon à air) et un récepteur (OBS). A droite : Principe de la sismique grand-angle.

3. Modélisation de la SGA

Le traitement des données de SGA s'est déroulé en deux étapes. Celles-ci reposent sur une méthode d'inversion des temps d'arrivée des différentes phases observées sur les enregistrements des OBS (Zelt et Smith (1992) et Zelt (1999)). La première étape est l'inversion tomographique, nommée FAST qui permet d'obtenir un modèle de vitesse en utilisant les premières arrivées des enregistrements OBS. La seconde, RAYINVR (ou *Forward Modelling*) sert à produire le modèle de

vitesse final, en utilisant toutes les phases qui doivent être différenciées lors de leur pointés. La modélisation *forward* permet d'inclure des informations supplémentaires provenant de la sismique-réflexion. La modélisation se fait donc d'une part, par le pointé des arrivées sur les enregistrements OBS et d'autre part, en minimisant une erreur entre le modèle (avec ses couches arbitraires ou extraites de la sismique-réflexion) et les données représentées par les pointés. Après de multiples itérations, le modèle de vitesses est rendu.

Les données brutes des OBS sont prétraitées directement sur le navire, notamment par l'application de correction de dérive de l'horloge (par rapport à une horloge GPS) et de leur dérive pendant leur descente. Cette étape préliminaire a été réalisée à partir des différences d'arrivées théoriques et observées, la meilleure position étant déterminée à partir de celle possédant le résidu le plus faible.

a. Représentation des enregistrements OBS et Pointés des différentes phases :

Pour les deux types d'inversion (tomographique et *Forward*), il est nécessaire d'identifier les différentes phases observables sur les enregistrements OBS. Pour représenter les enregistrements OBS et faciliter le pointé des différentes phases, un graphique particulier est utilisé (formule F1). Il représente en abscisses l'*offset* de chaque tir, centré sur la position de l'OBS (il prend la valeur 0 quand le navire tire au-dessus de l'OBS) et en ordonnées le temps, réduit d'un terme de normalisation des vitesses (2.4). Ce dernier terme (généralement 6 km.s⁻¹) est utilisé dans le but d'obtenir une horizontalisation des réflecteurs crustaux, dont les vitesses sont proches de celles que l'on souhaite observer et ce afin de faciliter leur identification.

$$\text{Temps} - \frac{\text{offset}}{6,5} = f(\text{offset})$$

Formule F1 : équation de représentation des enregistrements OBS. Avec la valeur de 6,5 qui est le terme de réduction des vitesses.

Ainsi, avec cette représentation, les différentes phases peuvent être identifiées et pointées (en utilisant SUxpicker, Cohen et Stockwell, 2003) en fonction de la pente des réflecteurs. À partir de l'OBS (*offset* = 0) on retrouve l'onde directe, en allant vers un *offset* plus grand et quand la pente change ce sont ensuite les sédiments qui peuvent être identifiés, puis les réflecteurs crustaux et enfin ceux du manteau si ils existent (puisque la qualité des données SGA décroît avec la profondeur). Proche de l'OBS mais plus tardive que l'onde directe, se trouvent des ondes réfléchies sur les interfaces à fort contraste d'impédance. Plusieurs réflecteurs sont alors identifiés en fonction de leur pente, mais celle-ci varie entre deux OBS assez distants en fonction de plusieurs paramètres comme la proximité d'une pente topographique forte par exemple. Pour le profil DY-P3, l'escarpement de Malte a, par exemple, influencé les pentes de tous les réflecteurs en les accentuant.

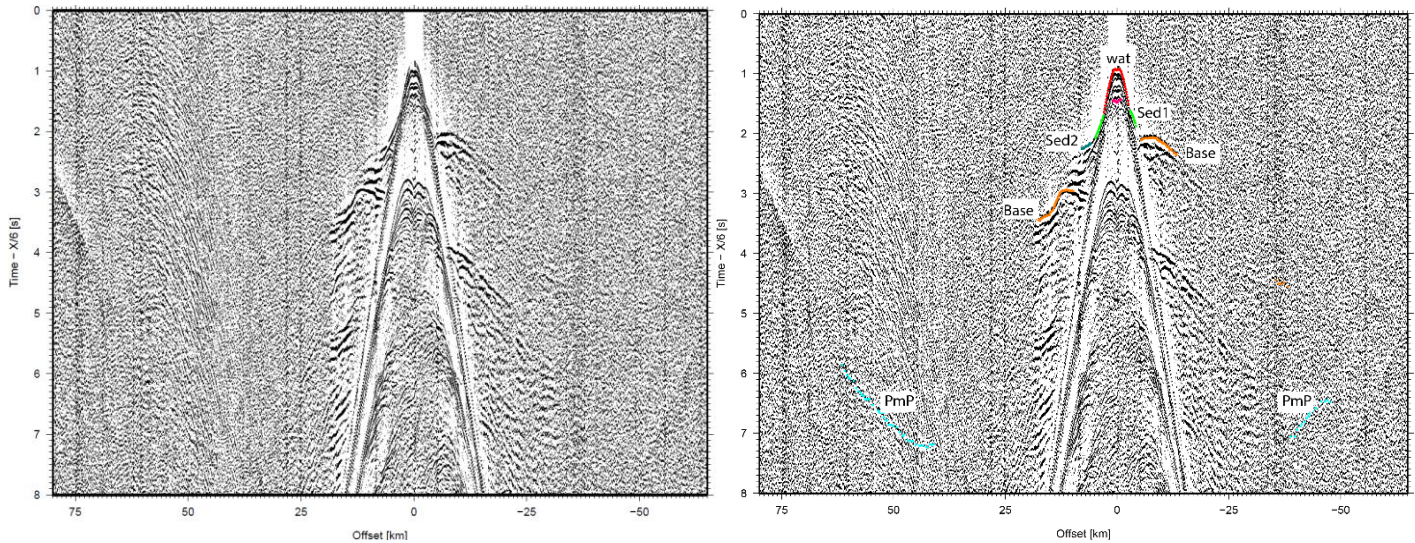


Figure 2.4 : Sections de l'OBS 10 non-pointé (à gauche) et avec son pointage (à droite). Voir tableau 1 chapitre III pour la correspondance des noms avec leurs phases.

b. Modélisation FAST (First Arrival Seismic Tomography)

Ce premier traitement permet d'avoir une vision d'ensemble des données sur le profil étudié. Ces programmes reposent sur l'inversion des temps de trajet des premières arrivées, dans le but d'obtenir un modèle de tomographie sismique. A partir d'un modèle initial, l'inversion cherche à minimiser l'erreur entre les temps de premières arrivées observées sur les enregistrements OBS, et ceux calculés par le modèle. Son approche itérative se déroule en deux étapes. La première utilise une approche directe, où le modèle initial est une grille régulière à maille carrée, dans laquelle sont calculés les temps de trajets théoriques des ondes (par une technique de différences finies, Podvin et Leconte, 1991). Ce sont ensuite les temps minimums de trajets des rais entre la source et le récepteur qui sont calculés dans ce modèle pour en déduire la différence entre ces temps théoriques et ceux observés. La deuxième étape, (approche inverse) cherche à minimiser cette différence en faisant varier uniquement le modèle initial, notamment dans la géométrie de ses gradients de vitesse. Cette étape nécessite plusieurs itérations dont le nombre est fixé par l'utilisateur. Plusieurs paramètres permettent aussi de régler la « quantité de modifications » à apporter au modèle initial. La modélisation FAST est en grande partie numérique, l'utilisateur ne pointe que les premières arrivées et règle certains paramètres (modèle initial, nombre d'itérations...). Le modèle rendu en fin de calcul FAST ne permet pas de contraindre les sauts et inversions de vitesse. Il permet d'obtenir un modèle indépendant de l'utilisateur puisque la majorité des calculs sont réalisés sans son intervention. Cependant, il ne permet pas d'inclure les ondes réfléchies (provenant des données de SGA) ni des informations provenant de la sismique-réflexion. D'où la nécessité de poursuivre l'exploitation des données avec une modélisation plus complète : le *Forward modelling*.

c. Modélisation *forward* avec RAYINVR

RAYINVR est un ensemble de programmes qui permet de modéliser les temps d'arrivée des différentes phases pointées. Ici la modélisation est directe, puisque l'utilisateur construit le modèle initial qu'il va modifier en fonction des données.

Le modèle initial est défini par un ensemble de « nœuds » de vitesse à un certain *offset* et une certaine profondeur, ces nœuds vont définir les couches de vitesse du modèle initial (figure 2.5). Et ce, dans le but d'imposer une grille prédéfinie à partir des observations faites avec le modèle FAST mais aussi de la sismique-réflexion (notamment pour les couches superficielles) et des connaissances géologiques et tectoniques de la zone. Plus il y aura de nœuds pour une couche et plus la géométrie de celle-ci sera précise. Les vitesses sont alors interpolées linéairement entre deux nœuds de vitesse. Le but étant de créer un gradient de vitesse en profondeur dans le modèle, afin de calculer par la suite les temps de trajet théoriques des rais dans le modèle.

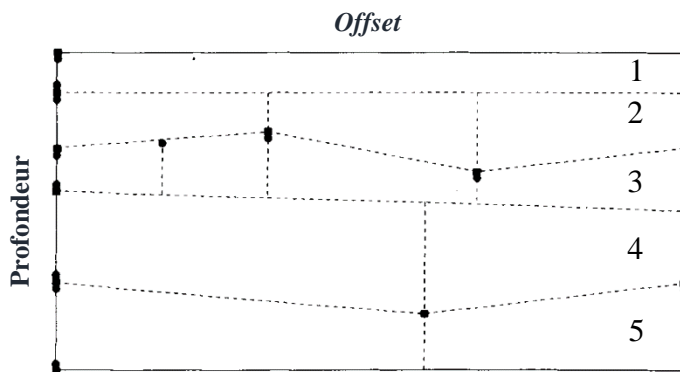


Figure 2.5 : Exemple de modèle initial utilisé dans FAST. Il possède 5 couches définies par 14 nœuds de vitesse internes et 12 nœuds aux limites du modèle. On peut noter que la première couche est latéralement homogène, alors que les autres ne le sont pas, et que la limite entre les couches 3 et 4 est plane. D'après Zelt & Smith 1992.

Les temps théoriques sont calculés en utilisant un algorithme de tracé de rais qui permet de calculer les temps synthétiques en chaque point du modèle. Ils peuvent alors être comparés aux temps des pointés pour chaque OBS à chaque phase. L'idée étant de comparer les temps de trajets théoriques des rais pour chaque couche du modèle, aux temps de trajet déterminés lors du pointé de chaque phase (une couche étant représentée par une phase). Cette comparaison est d'une part graphique et d'autre part numérique puisque RAYINVR calcule une erreur quadratique moyenne (Root Mean Square = RMS). Le modèle initial peut être modifié couche par couche par l'utilisateur (en commençant par les couches superficielles) de façon à ce qu'il se rapproche des données, en minimisant l'écart entre temps théoriques et temps pointés sur les enregistrements OBS. L'utilisateur modifie les épaisseurs et les vitesses des couches de ce modèle en fonction de ses observations. Les phases réfractées permettent de contraindre les vitesses au sein des couches alors que les phases réfléchies aident à contraindre la géométrie des interfaces.

Il est nécessaire de respecter une approche « minimum structure » puisque toutes les phases peuvent être expliquées dans le modèle si celui-ci contient de nombreux nœuds de vitesse et de changement latéral de vitesse. Un tel modèle ne tiendra pas compte des structures réelles mais des

particularités de chaque OBS. Il est important de trouver un compromis entre les particularités de chaque OBS pour une même phase (modélisée en une couche le long du profil). Comme pour la méthode FAST il est possible d'obtenir un RMS si seulement un faible nombre de pointés est modélisé. Il faut donc trouver un nouveau compromis entre l'erreur RMS (entre les temps d'arrivée théoriques et des données) et le nombre de pointés expliqués.

4. Principe de la Modélisation analogique :

Afin d'expliquer certaines observations dans la bathymétrie du prisme d'accrétion, des modélisations analogiques ont été effectuées du 14 au 17 avril dans les laboratoires de géosciences Montpellier, en collaboration avec Jacques Malavieille, Stéphane Dominguez, Serge Lallemand et leur équipe.

En tectonique, il peut être utile de modéliser certains objets géologiques dans le but de mieux comprendre les processus en jeu et l'évolution de ces objets dans l'espace et le temps. Cela permet notamment d'apporter des éléments complémentaires pour l'interprétation des mesures et observations faites sur le terrain (ou au travers des données bathymétriques par exemple). Ces modèles sont soit conceptuels, mécaniques ou cinématiques et sont basés sur des calculs numériques ou bien résultant d'une expérience technique (modélisation analogique). Ce dernier type de modélisation consiste en une représentation à une échelle réduite d'objets géologiques où les paramètres sont maîtrisés. Là où la modélisation numérique utilise des paramètres mathématiques, la modélisation analogique utilisera des matériaux avec des propriétés physiques connues (rhéologie, épaisseur, diamètre des grains...) et programmes du numérique seront les techniques de mise en mouvement du modèle (taux de raccourcissement, vitesse constante ou non...). Les modèles analogiques réalisés durant ce stage étaient des modèles dits « *sandbox* » (pour boîte à sable) utilisés pour l'observation de structures tectoniques notamment dans les prismes d'accrétion. Les premiers modèles à avoir été développés dans ce but datent des années 1880 (Cadell, 1888 ; Daubrée, 1879) les pionniers dans le domaine. Ils consistent en une simple convergence où une butée (*Backstop*) vient déformer un matériau (la plupart du temps des couches de sables secs). Deux méthodes sont classiquement utilisées, soit le *Backstop* est fixe et c'est un niveau de décollement qui fait avancer le matériau, soit la butée avance directement dans le matériau. Les résultats des deux méthodes sont très comparables (Graveleau *et al.* 2012). Les conditions aux limites sont définies suivant : la méthode choisie, la géométrie du modèle et les effets de bords du modèle. Ces paramètres sont totalement maîtrisés ou non suivant les besoins de l'expérience. Ils sont alors classés de premier ordre quand ils doivent être pris en compte et de second ordre quand leurs effets sont négligeables, comme la gravité par exemple. La rhéologie (étude du comportement de la matière sous l'effet d'une contrainte) est de premier ordre dans la plupart des

expérimentations et classiquement deux types sont utilisés dans la modélisation analogique *Sandbox* :

- Cassante (ou *Brittle* en anglais) obéissant aux lois de Mohr-Coulomb dont chaque paramètre doit être pondéré en fonction du ratio d'échelle entre modèle et réalité dans la nature :

$$C = \rho \times g \times L \quad \text{Formule F2 : Formule de Mohr-Coulomb pour une Rhéologie cassante (1773). Avec } [C = \text{Cohésion} / \rho = \text{densité} / g = \text{gravité} / L = \text{dimensions linéaire du modèle}].$$

- Visqueuse (*Viscous*) qui obéit aux lois Newtoniennes et dont les paramètres doivent la encore tenir compte du ratio d'échelle modèle et nature :

$$\sigma = \eta \times \dot{\epsilon} \quad \text{Formule F3 : Formule de la rhéologie visqueuse Newtonienne. Avec } [\sigma = \text{contrainte} / n = \text{viscosité} / \dot{\epsilon} = \text{vitesse de déformation}].$$

Matériaux utilisés

Les propriétés intrinsèques du sable sec (principalement du Quartz) en font un matériel très répandu pour la modélisation de la tectonique cassante. En effet son angle de friction interne est proche de celui des roches rencontrées dans la nature (entre 25° et 45°), sa densité est satisfaisante pour ce type de modélisation (de 1.3 à 1.7 g.cm⁻³) et il possède une faible cohésion (10 à 50 Pa) permettant de valider F2. Il est donc souvent employé pour modéliser la croûte supérieure fragile. Le sable utilisé pour toutes les modélisations au cours de ce stage était du 150 µm (diamètre moyen des grains) qu'il soit blanc ou coloré. En ce qui concerne la rhéologie visqueuse, un polymère de silicone est souvent employé. Un peu plus onéreuse, elle est cependant moins variable suivant les laboratoires que ne l'est le sable. Sa densité à température ambiante est plus faible que celle du sable (1.0 à 1.2 g.cm⁻³) et sa viscosité est de 1x10⁴ à 5x10⁴ Pa.s. D'autres matériaux ont aussi été utilisés au cours des expérimentations, notamment des microbilles de verre (50 µm) directement réparties sur la toile du niveau de décollement afin de rendre sa friction très faible. Et de la poudre de silice (maximum 45 µm) assez cohésive qui a permis d'enregistrer les mouvements cassants en surface des modèles, et dont l'épaisseur ne dépassait pas le millimètre. Plusieurs modèles ont été proposés afin de tester différentes hypothèses permettant d'expliquer cette morphologie dont trois seront détaillés dans ce rapport. Ces hypothèses concernent d'une part la limite entre les deux lobes du prisme Calabrais, avec : premièrement celle d'une faille découpant les deux lobes du prisme et deuxièmement, l'hypothèse d'une limite entre deux lobes dues à la subduction d'un mont sous-marin. D'autre part, pour tenter d'expliquer les interactions entre un prisme salifère (au fluage newtonien) et un prisme clastique (dont la déformation est cassante).

Chapitre III – Résultats & Interprétations

1. Résultats et interprétation du modèle FAST

a. Présentation du modèle FAST

La modélisation des premières arrivées a permis d'obtenir un modèle de vitesse préliminaire, permettant d'appuyer la modélisation des vitesses finale, plus détaillé avec le *Forward*. Plusieurs tests ont été réalisés avant d'obtenir le modèle présenté en figure A (figure 3.1.1), qui reprend la majorité des résultats obtenu avec les autres modèles tests. A partir d'un modèle initial, ce sont ainsi 4367 pointés de premières arrivées qui ont été modélisées, avec 5 itérations pour arriver à un modèle avec un RMS de 247.48 ms ($\chi^2=9.51$).

b. Calculs d'erreurs sur le modèle FAST :

La couverture des rais (figure B en annexe 3) montre une faible résolution en profondeur du modèle FAST. En effet les premières arrivées modélisées ne permettent pas d'observer des structures à plus de 15-20 km puisque les réfléchies ne sont pas prises en compte (et notamment les PmP). En ce qui concerne les figures associées au modèle de vitesse, elles permettent de se rendre compte des erreurs relatives à celui-ci. La densité de rais est plus haute dans les couches supérieures qui sont mieux imagées que les couches profondes.

La figure C de l'annexe 3 représente les gradients de vitesse au sein des couches modélisées. Plus sa valeur est forte, et plus la couche possède un gradient élevé. En règle générale, les gradients les plus forts se trouvent dans les couches sédimentaires, puisque les couches avec les plus faibles vitesses se trouvent en surfaces et leur compaction tend à une augmentation de ces vitesses avec la profondeur. Cependant dans le modèle FAST les gradients ne semblent pas très forts dans le bassin profond contrairement aux zones de hautes vitesses.

Les plus grandes différences entre les pointés et les arrivées calculées se trouvent pour des *offsets* (distance sur le profil) autour de 120 km (figure D de l'annexe 3). La modélisation FAST, qui est indépendante de l'utilisateur ne permet pas de modéliser les inversions de vitesse. Ici une inversion de vitesse peut être définie comme étant une zone de haute vitesse en limite ou au sein d'une couche de vitesses plus faible. Par exemple entre les OBS 10 et 8 (mais aussi entre les 25 et 21) on se retrouve avec un semblant d'inversion de vitesse, cependant il est peu probable qu'elle existe. Cette situation est vraisemblablement produite par un manque de contrainte du modèle à une certaine profondeur, alors que deux zones encadrant au-dessus et en dessous cette anomalie sont bien contraintes. Il faudra donc prendre en compte ces artefacts pour une future interprétation de ce modèle.

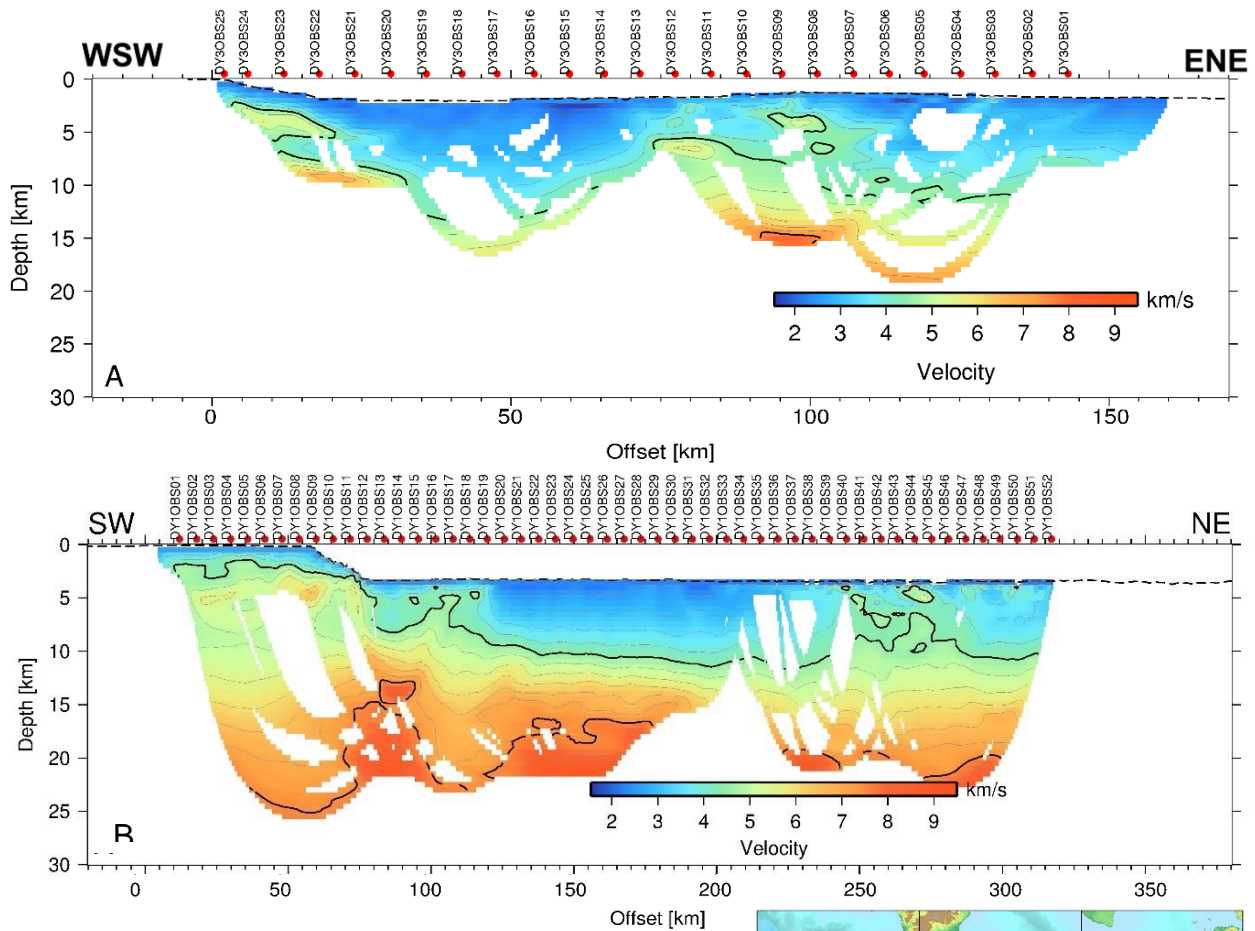


Figure 3.1 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P3 et DY-P1.

(A) Modèle de vitesse du profil DY-P3 (25 OBS)

(B) Modèle de vitesse du profil DY-P1 (52 OBS)

Les figures d'erreurs correspondantes sont en annexe 3 et 4.

c. Description des résultats :

Ce modèle de vitesse sur le profil DY-P3 permet d'observer plusieurs unités structurales différentes, qui seront utilisées par la suite dans le modèle final. Premièrement à l'Ouest, une unité de hautes vitesses à faibles profondeurs est remarquable entre les OBS 25 et 19. Deuxièmement en allant vers l'Est, un bassin à faible vitesse est visible entre les OBS 19 et 13. Ce bassin atteint des profondeurs entre 10 et 15 km sur le profil DY-P3. Troisièmement, plus à l'Est de ce bassin, une nouvelle zone de haute vitesse est observable à relativement faible profondeur entre les OBS 12 et 5. Après plusieurs essais de modélisation, une inversion de vitesse est nécessaire pour expliquer les pointés dans cette zone (entre OBS 12 et 11 notamment). Par ailleurs, entre les OBS 10 et 8 un artefact

produit un semblant d'inversion de vitesse. Une zone de faible vitesse visible entre ces OBS est très probablement reliée à un artefact de modélisation. Cette zone correspond aux erreurs les plus importantes (entre temps théoriques et pointés d'après la figure D) et aux plus faibles densités de rais (Figure B). Les inversions de vitesse ne pouvant pas être modélisées avec le logiciel FAST. Enfin, à l'extrémité Est du profil il semblerait qu'un nouveau bassin sédimentaire se dessine, même si celui-ci doit être moins profond que le premier. Ainsi ce sont 3 unités structurales distinctes et facilement discernables qui ont été identifiées sur ce profil. Ces unités correspondent en partie aux observations faites en sismique-réflexion sur le même profil (notamment pour les zones de haute vitesse à faible profondeur).

d. Interprétations du modèle FAST

L'interprétation du modèle nécessite une analyse de son emplacement d'après la bathymétrie, mais aussi des connaissances recueillies sur la zone dans la littérature. De par le positionnement même du profil, il faut s'attendre à observer des structures transversales à la subduction.

D'après le modèle FAST, il existe trois domaines décrits précédemment qui correspondent à différentes unités géologiques. Le bassin (entre 35 et 70 km de distance sur le profil) possède des vitesses entre 2.5 et 4 km.s⁻¹, ce qui correspond à des vitesses classiquement rencontrées dans les sédiments. Ce bassin serait donc comblé de sédiments sur une quinzaine de kilomètres. En ce qui concerne le bloc de hautes vitesses à l'extrême ouest du profil, les vitesses qu'il possède correspondent à de la croûte supérieure (4.75 à 5.5 km.s⁻¹) et de la croûte plus profonde pour la zones à 6 km.s⁻¹ (Christensen et Mooney , 1995). Ce bloc est donc composé en grande partie de matériel crustal avec un approfondissement vers l'Est, aussi visible dans la bathymétrie. Il correspond à la prolongation de l'escarpement de Malte vers le Nord, situé ici à l'Est de la Sicile. Cet escarpement ne se limite pas uniquement à ce qui est visible dans la bathymétrie mais continu bien plus en profondeur. Pour le bloc au centre-Est du profil (entre 70 et 110 km de distance sur le modèle), là encore les vitesses modélisées correspondent à de la croûte supérieure. Il est asymétrique avec une partie plus haute à l'Est qu'à l'ouest au sein de ce même bloc. Plus en profondeur un domaine de plus hautes vitesses a été modélisé, avec des vitesses 6.5 à 7 km.s⁻¹ et atteignant presque 8 km.s⁻¹ en un seul endroit (100 km de distance à seulement 17km de profondeur). La faible densité de rais dans cette région, le fait qu'il soit entouré d'une zone à plus basse vitesses (6.5 à 7 km.s⁻¹) et les fortes erreurs qui lui sont associées, laisse penser à un artefact de modélisation. D'après les observations faites dans la bathymétrie, ce bloc peut être interprété comme étant une partie de la Calabre. Enfin le bassin à l'extrême Est du profil possède des vitesses correspondantes à du matériel sédimentaire. Il peut être associé au bassin Spartivento-Crotone au sud la Calabre.

En conclusion, ce modèle peut être interprété comme suit : la Sicile et son large escarpement est séparée de la Calabre par un profond bassin sédimentaire moins visible dans la bathymétrie. Ce bassin de 15 km de profondeur possède des limites avec les blocs continentaux qui semblent être abruptes.

2. Le modèle de vitesse final et son calcul d'erreur

a. Présentation du modèle

La modélisation FAST ne permet pas une investigation en trop grande profondeur ni même de contraindre les sauts et inversions de vitesse. Seul le *Forward modelling* est capable de fournir de plus ample réponses sur ces problèmes. Ainsi après plusieurs tests, le modèle final proposé dans ce rapport possède 7 couches dont 1 couche pour les 2 inversions de vitesse, nécessaire à l'explication des 5294 pointés fait sur les 25 enregistrements OBS. Les erreurs relatives à ce modèle sont un RMS de 0.110 s et un χ^2 de 1.596 (les résultats par phases sont présentés dans le tableau 1).

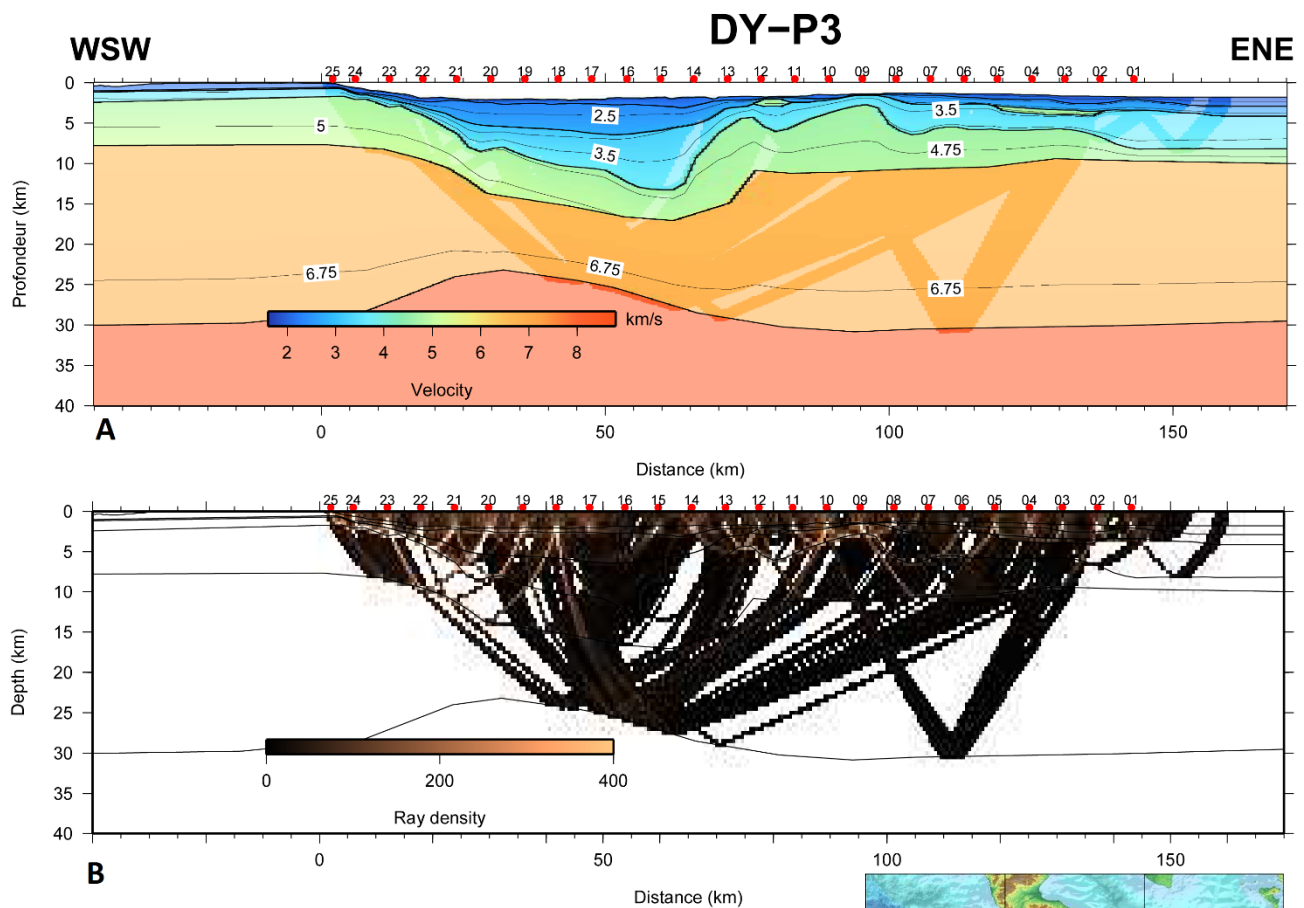


Figure 3.2 : Modèle de vitesse (A) et sa densité de rays (B). Les points rouges au-dessus du modèle représentent la position et le nom des OBS. Les zones bien contraintes par la modélisation sont représentées par des couleurs bien saturées alors que les plus claires sont celles qui ne sont peu ou pas contraintes. Chaque ligne correspond à un saut de vitesse de 0.25 km.s^{-1} et les lignes plus épaisses délimitent les couches utilisées pour la modélisation.

Le nombre de pointés est relativement faible par rapport à la densité d'OBS utilisées sur le profil, ceci étant directement lié à la qualité des données et à la faible pénétration et forte dissipation des ondes sismiques dans la zone d'étude. Les roches présentes en profondeur dans ce prisme d'accrétion ont une faible perméabilité aux ondes sismique, ce qui se traduit par des réflecteurs faiblement marqué comme on peut observer sur les enregistrements OBS des figures 2.4. et 3.3.

b. Représentation des temps d'arrivé synthétiques

La modélisation des amplitudes permet de vérifier et d'ajuster les gradients de vitesse des différentes couches dans le modèle. Le principe est alors de comparer les amplitudes des temps d'arrivé synthétiques à celles des enregistrements OBS. Les amplitudes des ondes réfléchies et réfractées vont dépendre principalement de deux facteurs, les sauts de vitesses entre les couches et les gradients de vitesse au sein d'une même couche. Les ondes réfléchies présenteront de fortes amplitudes pour les grands sauts de vitesse alors que les ondes réfractées en présenteront pour de forts gradients de vitesse. Ainsi, si la géométrie, les gradients et les sauts de vitesse des couches du modèle correspondent à la réalité, les amplitudes synthétiques correspondront bien aux amplitudes observées sur les enregistrements OBS.

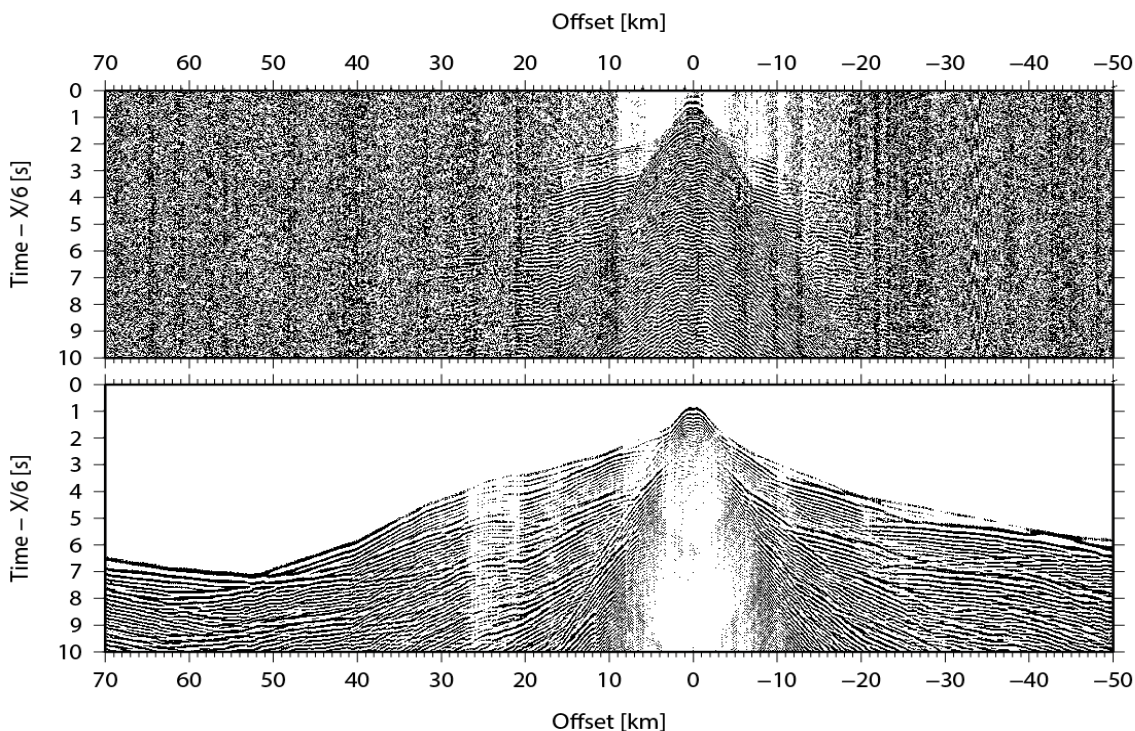


Figure 3.3 : Comparaison des données de l'OBS 08 (en haut) avec les amplitudes synthétiques extraites du modèle de vitesse (en bas).

Sur l'exemple en figure 3.3, le modèle de vitesse donne une assez bonne corrélation avec l'enregistrement OBS correspondant. Cependant les données de l'OBS 08 sont naturellement beaucoup plus bruitées que celle calculée d'après le modèle, et les réfractées et réflecteurs ne sont pas visibles pour de trop grands *Offsets*. Ceci est dû à une perte d'énergie pour ces grandes distances source-récepteur. On ne peut donc pas enregistrer de fortes amplitudes à grande distance avec un OBS quand on s'éloigne trop, alors que l'on peut les calculer d'après le modèle.

c. Gravimétrie

A partir du modèle de vitesse, il est possible de calculer les valeurs de densité correspondantes aux vitesses sismiques modélisées. Le passage de vitesse en densité est calculé d'après les équations décrites par Ludwig, Nafe & Drake (1970). Un modèle en densité est obtenu, à partir duquel une anomalie gravimétrique peut être prédite. Une comparaison de cette anomalie théorique avec l'anomalie gravimétrique à l'air libre calculée à partir des données d'altimétrie satellitaire (Sandwell & Smith, 1997) permet une vérification du modèle de vitesse. La correspondance ou non entre ces deux types de données permet de valider et de contraindre en partie le modèle de vitesse.

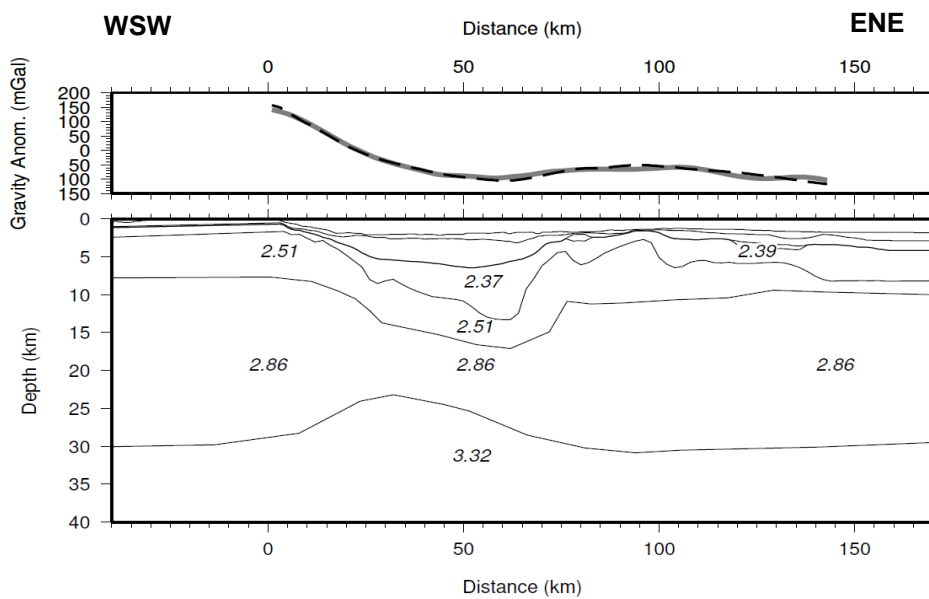


Figure 3.4: Densités extraites du modèle de vitesse (en bas) et représentation de l'anomalie à l'air libre (en haut), obtenue à partir de ce modèle de densité (courbe en pointillés noirs) et celles extraites des données (Sandwell & Smith, 1997) soustraites d'un effet linéaire du manteau (courbe grise = detrended data).

Les données d'altimétrie satellitaires sont sensibles à l'influence à grande longueur d'onde du manteau lithosphérique ($< 100\text{km}$) qui ne peuvent pas être expliquées par la modélisation présentée ici. Une régression linéaire de la différence représentant cette anomalie à grande longueur d'onde est alors soustraite aux données satellitaires afin de pouvoir les comparer au modèle gravimétrique extrait des données du modèle de vitesse.

d. Résolution

En tomographie sismique, la résolution est définie comme étant le nombre de rais passant par une maille du modèle, qui est alors construit comme une grille. Pour la modélisation *forward*, elle correspond à la validation du modèle concernant l'approche « minimum structure ». En effet, comme le modèle est défini grâce à un ensemble de nœuds de vitesse à certaines profondeurs et *offsets*, cette résolution est basée sur le calcul du nombre de rais validant un nœud du modèle. La résolution prend en compte le nombre de rais passant par chaque couche et le pourcentage de nœuds de vitesse qu'ils « valident ». Cette approche est indispensable à la vérification du modèle, puisque il est facile de produire un modèle expliquant chaque OBS individuellement avec une grande quantité de nœuds de vitesses et de changements latéraux de vitesse dans le but d'obtenir un RMS faible. Cependant ce

modèle ne tenant pas compte des structures réelles, aura une résolution très faible puisque beaucoup de nœuds ne seront pas validés par un ou plusieurs rais. Les valeurs de résolution au-dessus de 0.5 sont supposées bien contraintes (et en dessous de 0.5 le modèle est mal contraint).

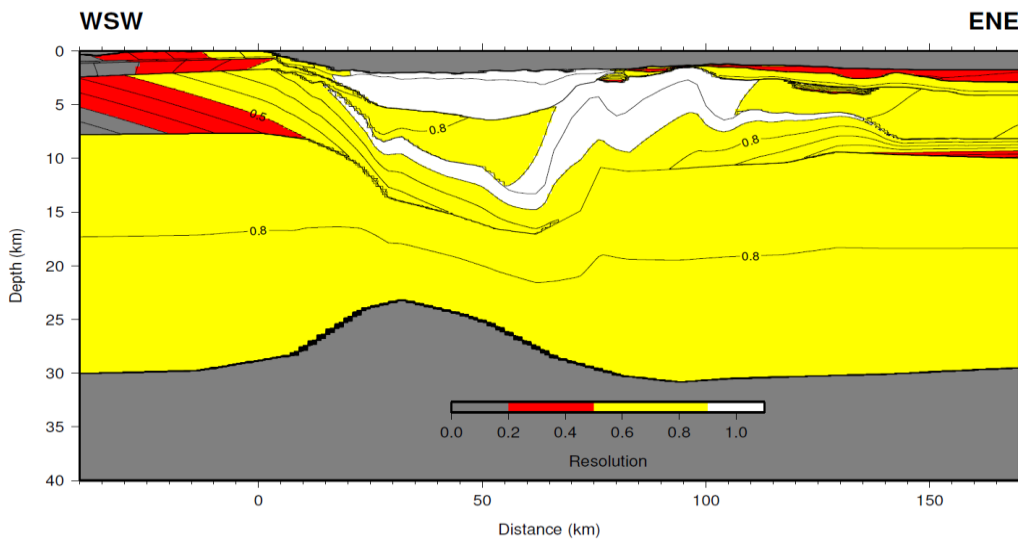


Figure 3.5 : Résolution du modèle de vitesse. Là où la valeur de résolution se rapproche de 1, le modèle est bien contraint.

Le modèle respecte en grande partie cette condition de « minimum structure » (figure 3.5). En moyenne le modèle prend des valeurs de résolution entre 0.8 et 1 dans la plus grande partie du modèle, ce qui correspond à une bonne résolution. Comme prévu, les limites du modèle ont de bien plus faibles résolutions, avec des valeurs en dessous de 0.5 signalant une mauvaise résolution. Et les nœuds de vitesse à ces endroits sont mal contraints.

e. Incertitude sur les pointés et tableau récapitulatif des erreurs par phases

La numérisation ou le pointé des phases sur les enregistrements OBS est un paramètre qui dépend fortement de l'utilisateur et l'évaluation de son erreur reste difficile. Cependant cette erreur augmente avec la profondeur d'investigation, c'est-à-dire que les pointés les plus tardifs sont généralement plus difficiles à numériser. En effet, plus la distance source-récepteur augmente, et plus les données sont bruitées.

Détail de la phase	Nom	Incertitude sur le pointé (s ⁻¹)	Nombre de pointés	RMS (s ⁻¹)	χ^2
Onde directe	Wat	0.030	1288	0.019	0.387
Réfractée dans la première couche sédimentaire	Sed1	0.070	795	0.092	1.717
Réfractée dans la seconde couche sédimentaire	Sed2	0.070	195	0.052	0.558
Réfractée dans la troisième couche sédimentaire	Sed3	0.080	224	0.150	3.518
Réfléchie sur la première couche sédimentaire	Sedrefl1	0.080	264	0.145	3.314
Réfléchie sur la seconde couche sédimentaire	Sedrefl2	0.080	176	0.089	1.243
Réfractée dans la croûte supérieure	Base	0.100	1171	0.152	2.326
Réfractée sur la croûte inférieure	Lc	0.120	311	0.134	1.789
Réfractée dans le manteau	PmP	0.130	149	0.132	1.211
Total			4573	0.110	1.596

Tableau 1 : Récapitulatif des Incertitudes sur les pointés et leurs erreurs RMS et χ^2 pour les différentes phases du modèle de vitesse final.

Pour cela une incertitude relative à la phase pointée est utilisée, et elle augmente pour les phases de plus en plus profondes (tableau 1). Les plus faibles nombres de pointés sont associés aux ondes réfléchies dans les couches sédimentaires. Celles-ci ont été les plus difficiles à pointer et à modéliser à cause de la qualité des données. La plus facile à pointer étant l'onde directe dans l'eau, elle possède le plus grand nombre de pointés, et comme elle est modélisée avec l'aide la bathymétrie, son erreur RMS est la plus faible.

3. Résultats et interprétations du modèle de vitesse final

a. Description des résultats obtenus :

Plusieurs résultats observés grâce à la tomographie FAST sont retrouvés dans les modèles de vitesses réalisés avec RAYINVNR. Ici la modélisation a été faite couche par couche (figure 3.2). Dans le modèle, les épaisseurs des couches varient suivant différentes sections du modèle et permettent ainsi de distinguer 3 domaines. D'une part les blocs de hautes vitesses à faible profondeur et d'autre part, un bassin profond séparant les deux. Ces premières observations correspondent à celles identifiées sur le modèle FAST. Cependant ces grands domaines structuraux sont imagés avec plus de détails. Le bassin peut être décrit comme asymétrique, avec une partie plus profonde à l'Est atteignant presque 15 km. De plus les limites de ce bassin sont aussi asymétriques, la limite vers l'Est est plus abrupte que celle à l'Ouest mais la pente de cette dernière demeure assez forte. Cette limite Est du bassin est remarquablement verticale, puisque sur seulement 10 km de distance sur le profil, l'épaisseur des couches sédimentaires diminue de presque 8 km. Ce modèle donne plus de contraintes sur les structures en profondeur. Une remontée de matériel profond, à forte vitesse (8 km.s^{-1}) accompagné d'un amincissement crustal est visible sous le bassin. Néanmoins, cette partie profonde est moins bien contrainte que les autres structures plus superficielles. Dans cette région du modèle du matériel à 8 km.s^{-1} a été modélisé. Ensuite on pourra observer la zone à haute vitesses à l'Ouest du profil. Sa limite avec le bassin est relativement douce par rapport à la limite Est, mais sur une vingtaine de kilomètres de distance sur le profil, les épaisseurs sédimentaires diminuent de plus 5 km ce qui est assez fort en comparaison à d'autres marges. Un léger creux (moins de 1 km d'hauteur) existe dans le socle, entre les OBS 21 et 20. Ce creux coïncide avec une limite dans le matériel plus profond, où un changement de pente est visible à 27 km d'Offset. Deux inversions de vitesse au-dessus du bloc à l'Est du bassin ont été modélisées. Ces inversions étaient nécessaires lors de la modélisation, puisqu'elles permettaient d'expliquer une « marche » (*stepback* en anglais) dans les données de plusieurs OBS et permettaient d'obtenir un meilleur RMS. La géométrie du socle (entre 4 et 5 km.s^{-1}) semble assez ondulée. En effet, un creux semble associé avec l'inversion de vitesse entre 75 et 80 km de distance sur le profil alors qu'une assez forte remontée de cette couche est visible entre 95 et 105 km.

b. Interprétations

L'interprétation du modèle doit se faire en tenant compte de l'orientation du modèle par rapport à la subduction (en coupe transversale). De plus, les structures observées correspondront pour la plupart à la butée (*backstop* en anglais) de la subduction.

Le modèle étant construit en utilisant différentes couches auxquelles l'utilisateur attribue des vitesses sismiques, il est possible d'attribuer à chaque couche une dénomination plus géologique. Les quatre couches les plus superficielles sont caractérisées par des vitesses typiques des sédiments (de 2 à 3.5 km.s⁻¹). Les deux couches sous-jacentes correspondent à des vitesses crustales (de 5 à 7 km.s⁻¹) et la couche la plus profonde à des vitesses classiquement rencontrées dans le manteau supérieur (8 km.s⁻¹) (Christensen *and* Mooney 1995). Les observations réalisées sur ce modèle, correspondent bien à celles du modèle FAST, mais permettent une interprétation plus détaillée, notamment dans les conclusions tirées sur le schéma global des structures observées. Ainsi les trois secteurs majeurs peuvent être interprétés d'une façon similaire, à savoir un bassin sédimentaire très profond (presque 15 km de profondeur) qui sépare deux blocs crustaux pouvant être associés à la Sicile à l'Ouest du profil (notamment la prolongation de l'escarpement de Malte) et la Calabre au centre-Est du profil. Cette partie est rédigée en suivant le profil d'Ouest en Est.

Le bloc continental Est-Sicilien (Ouest du profil DY-P3)

Le modèle apporte des informations additionnelles sur les structures plus profondes et sur leur géométrie. Tout d'abord, les blocs de hautes vitesses possèdent les profondeurs crustales les plus élevées. Et d'après les épaisseurs d'environ 30 km des couches possédant des vitesses assimilables à du matériel crustal (5 à 6.75 km.s⁻¹), elles correspondent au schéma classique des épaisseurs des croûtes continentales (Christensen *and* Mooney 1995). Concernant les particularités du côté Ouest du modèle, même si il n'est pas bien contraint par les données de SGA, il correspond aux épaisseurs décrites dans la littérature (Makris *et al.* 1986 ; Nicolich *et al.* 2000 ; Catalano *et al.* 2003) et sont de plus contraintes par la gravimétrie. Ces observations sont en faveur de l'hypothèse que ce modèle image les structures profondes de la Calabre et de l'escarpement de Malte. Ce bloc Ouest possède une couverture sédimentaire de faible épaisseur relativement aux autres blocs dans ce modèle. Ces sédiments voient leur épaisseur s'approfondir en allant vers l'Est et passent de 1- 3 km à 13-14 km. La pente de cet approfondissement est un peu plus forte (23% soit 13° calculée directement sur le modèle) que celle visible dans la bathymétrie de l'escarpement Maltais (16% ou 9.09°). D'autre part, à une échelle plus réduite, le creux observé dans la pente de la croûte supérieure (à 25-30 km de distance sur le profil) peut être interprété comme correspondant au jeu d'une faille orientée Nord-Sud. Notamment parce que ce creux fait plus d'un kilomètre de profondeur, que sa direction (Nord-

Sud) n'est pas corrélable avec un écoulement fluvial ancien d'après la pente qui est globalement Ouest-Est.

Une zone de transition à l'échelle crustale

En allant vers l'Est, la croûte s'amincit très fortement sous le bassin sédimentaire. En Sicile, son épaisseur serait d'environ 27.5 km alors que sous le bassin elle atteint un minimum de 14 km d'épaisseur. Cette croûte sous le bassin peut être interprétée comme de la croûte continentale amincie. Il existe un passage d'une croûte continentale classique à un domaine continental aminci. Plus à l'Est cette épaisseur de croûte augmente de nouveau à partir de 65 km de distance sur le profil et atteint une épaisseur de 26 km. Cependant ces épaisseurs de croûte ne sont pas bien contraintes par la SGA et là encore il faut s'appuyer sur les données de gravimétrie et de la littérature pour corréliser ce modèle avec la réalité. Même si l'erreur faite sur ces mesures à de telles profondeurs est assez grande, il reste valable que la tendance générale est une faible épaisseur de croûte sous le bassin sédimentaire, limitée par deux domaines continentaux d'épaisseur de croûte classique.

Le bassin sédimentaire

Le bassin sédimentaire et ses limites sont clairement asymétriques. L'escarpement de Malte produit une limite franche dans la bathymétrie et se poursuit en profondeur, mais la limite Est du bassin est encore plus abrupte. Cette limite peut être interprétée comme étant liée à une faille majeure limitant le bloc de la Calabre à l'Ouest avec un jeu d'une dizaine de kilomètres. Cette faille est imagée longitudinalement et d'après ce point de vue, son jeu doit être normal avec une probable composante décrochante dextre (d'après les mouvements relatifs de la Calabre et du Péloritain). Elle est cependant « aveugle » puisque très peu d'indices en surface laissent imaginer qu'une telle faille soit présente en profondeur, notamment parce qu'elle est largement recouverte par les sédiments du prisme d'accrétion.

La Calabre

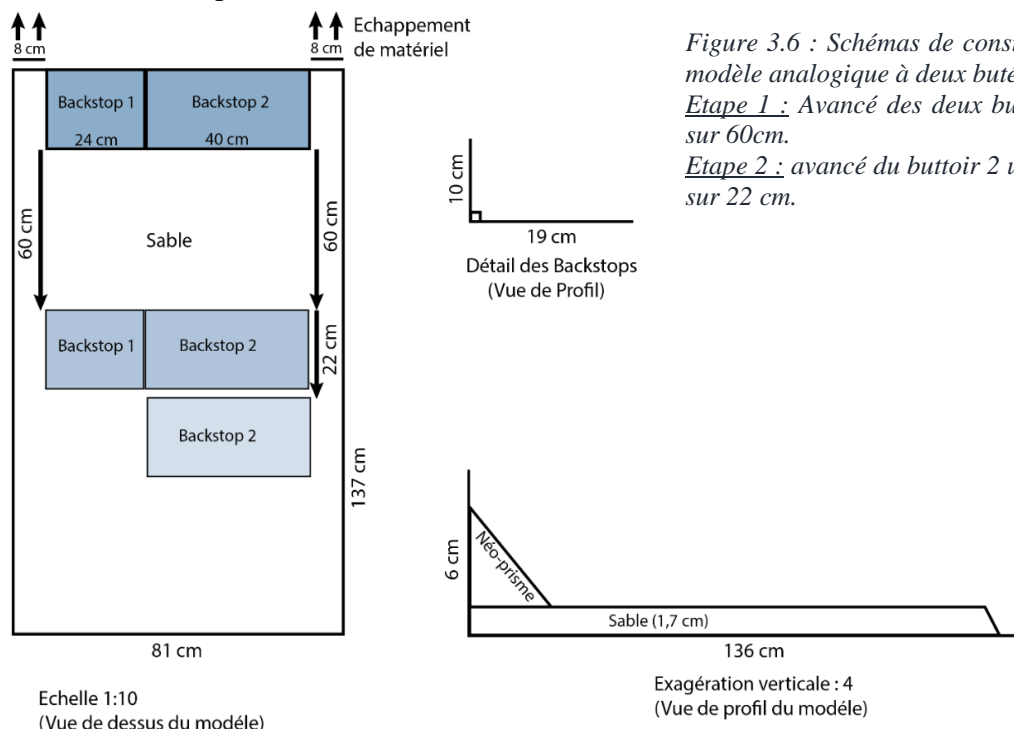
Le second bloc continental, au centre-Est du profil est positionné dans une région avec des inversions de vitesse. Ces deux petites couches de haute vitesse (4.75-5 km/s⁻¹) signalent la présence de matériel plus dense, ou bien dont la structure permet un passage des ondes sismiques à vitesse plus élevée. Ici ces deux couches sont interprétées comme étant des évaporites (Messinienne probablement) qui se sont déposées dans des bassins protégés. La présence d'un creux dans la topographie de la croûte supérieure juste en dessous de cette inversion de vitesse est imagée entre 75 et 85 km de distance sur le profil. Celui-ci pourrait être en réalité un bassin relativement profond (2.5 km). D'autre part, des fluctuations de topographie sont observées dans cette couche représentant la

croûte supérieure avec deux creux principaux. Ces creux peuvent être interprétés comme étant liés à des failles que l'on observe de façon longitudinale. Elles seraient donc parallèle entre elles, mais aussi à celle décrite précédemment. Le jeu de ces trois failles semble similaire, à savoir normal, avec un *footwall* à l'Ouest mais il n'est pas à exclure qu'elles aient un jeu décrochant qui ne peut être observé avec cette figure.

4. Modélisation analogique

a. Présentation du modèle de mouvements différentiels de butées

Le but de cette manipulation est d'observer quelle est l'influence d'un mouvement différentiel tardif de deux *backstops* sur un prisme d'accrétion déjà formé. Le but est de tester la validité de l'hypothèse de Polonia *et al.* (2011), selon laquelle la zone de déformation à la limite des deux lobes du prisme Ionien, pourrait être une faille décrochante découpant ces deux lobes. Cette faille est due à l'avancée plus lointaine de la Calabre vers le Sud-Sud-Est par rapport au Péloritain. L'observation et la comparaison des modèles et de la réalité du prisme Calabrais nous permettra de tester cette hypothèse. Le principe (figure 3.6) repose alors sur la formation d'un prisme d'accrétion classique et uniquement clastique, par décollement basal dans un premier temps, avec une vitesse de 0.52 mm.s^{-1} (187.2 cm.s^{-1}) pendant 19 minutes. Puis dans un second temps, de stopper le système et de pousser manuellement qu'une partie du *backstop* sur 22 cm, préalablement divisé en deux. Ces deux butées ont une largeur différente (24 et 40 cm), mais ont été construites de la même manière. Soit deux plaques de PVC qui ont été vissées en « L » l'une à l'autre avec une barrette de bois. Ces deux plaques en L mesurent 10 et 19 cm pour les deux butées.



Aux limites du modèle, il faut considérer une perte de matériel sur 8 cm des deux côtés des butées. Tout le modèle est constitué de sable, mais quelques centimètres sur chacun des bords évitent de mettre en contact ce sable avec les bords, et ce dans le but de limiter leurs effets. Par ailleurs, au début de l'expérience, un pré-prisme (ou néo-prisme) est artificiellement formé sur les deux butées pour initier la formation d'un nouveau prisme lors du premier raccourcissement.

b. Résultats

La modélisation analogique a permis de comprendre comment des processus profonds peuvent affecter la surface et donc s'exprimer dans la bathymétrie. Il a récemment été proposé qu'un mouvement différentiel de la Calabre et du Péloritain était à l'origine de certaines structures observables dans la bathymétrie (Polonia *et al.* 2011). Le modèle analogique proposé ici était basé sur cette hypothèse. Ainsi la modélisation se déroulait en deux parties : la première consiste à former un prisme clastique classique, et la seconde en une avancée différentielle de deux butées de tailles différentes. Cette avancée était mécanique dans un premier temps (moteur pas à pas), puis manuelle dans la seconde étape.

Quelques résultats et observations clés effectuées au cours de l'expérience sont listés ci-dessous, avec une distinction entre les deux phases de l'expérience.

Etape 1 : 60 cm de raccourcissement (pendant 19 minutes), produit par un décollement basal entraîné par un moteur pas à pas tournant à 187.2 cm.h^{-1} .

- De petits chevauchements se forment rapidement en début d'expérience se forment sur le Néo-backstop (au nombre de 8, ils avaient une largeur d'un centimètre pour le plus grand).
- La formation du prisme ne provoque pas de différences notables entre les deux *backstops*, puisqu'il se forme de façon homogène le long des deux butées.
- Une fois que le prisme prend du volume, les chevauchements se font de plus en plus grande ampleur (pluri-centimétrique).

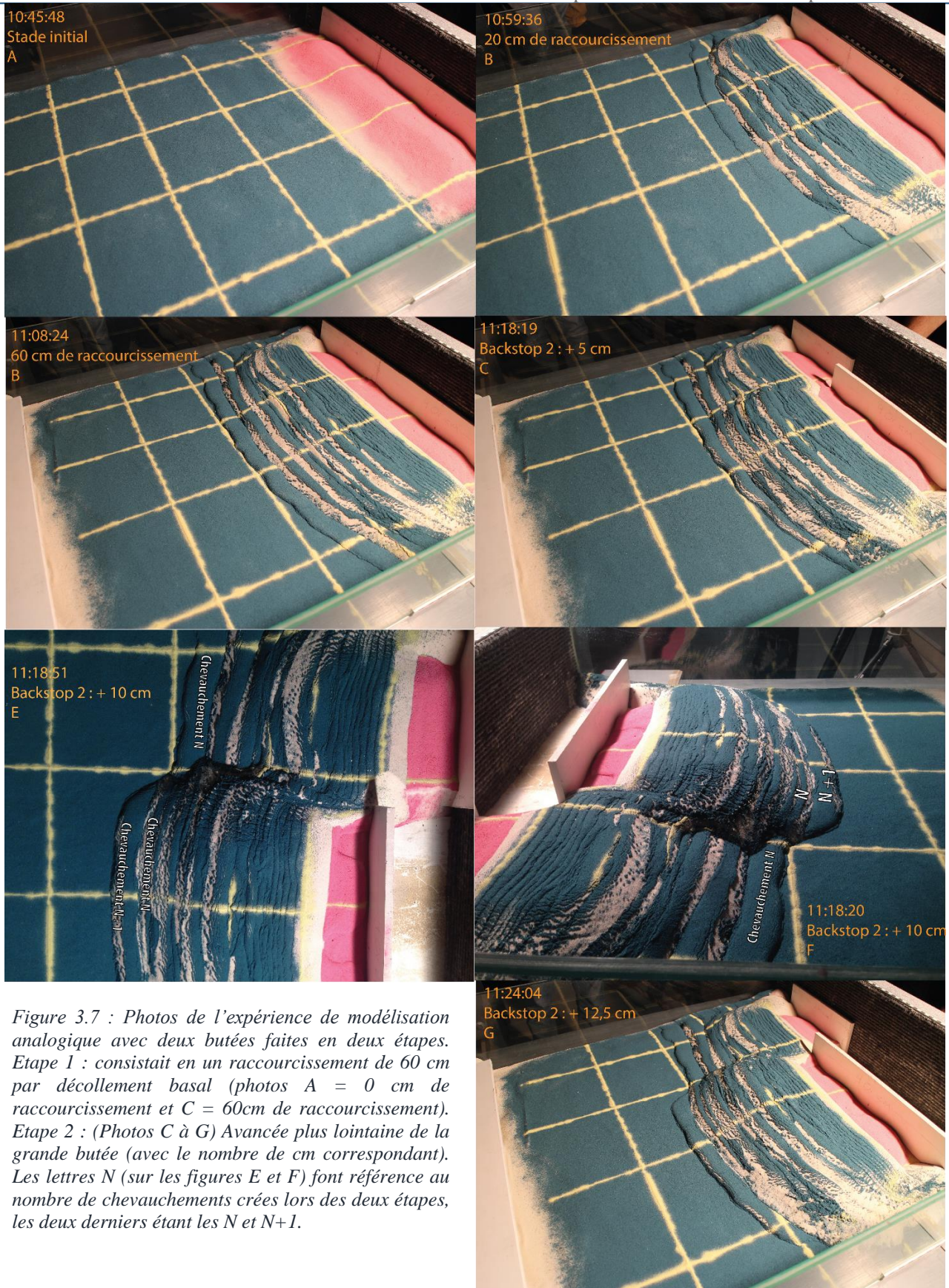


Figure 3.7 : Photos de l'expérience de modélisation analogique avec deux butées faites en deux étapes. Etape 1 : consistait en un raccourcissement de 60 cm par décollement basal (photos A = 0 cm de raccourcissement et C = 60cm de raccourcissement). Etape 2 : (Photos C à G) Avancée plus lointaine de la grande butée (avec le nombre de cm correspondant). Les lettres N (sur les figures E et F) font référence au nombre de chevauchements créés lors des deux étapes, les deux derniers étant les N et N+1.

Etape 2 : Passage à une poussée d'un seul des deux *backstops*, qui cette fois-ci est manuelle.

- Sur la butée qui avance : certains chevauchements, formés lors de l'étape précédente rejouent. La déformation se fait alors dans les parties supérieures du prisme et non pas uniquement au front du prisme. Il faut attendre la fin de ces réajustements dans tout le prisme pour que de nouveaux chevauchements se forment au front du prisme en mouvement, à partir de 9,6 cm d'avancée différentielle. Ces derniers s'effondrent rapidement et la distinction entre chevauchements devient de plus en plus difficile.
- Le prisme stoppé : il ne forme évidemment plus de chevauchements, mais il n'est pas non plus affecté (ou très peu) par les réajustements. Même les nouveaux chevauchements se formant sur le prisme qui avance ne franchissent pas la zone de cisaillement (entre les deux prismes).
- La zone de cisaillements : dans les premiers centimètres d'avancée différentielle (jusqu'à 4,5 cm), l'accommodation se fait sans failles. A partir de 4,5 cm une faille décrochante apparaît au sommet du prisme puis elle se divise en deux délimitant une zone cisailée. Elles se propagent rapidement en direction du front et coupent le dernier chevauchement à 10 cm d'avancée de la grande butée.

En fin d'expérience, deux lobes différents se distinguent de par leur morphologie. La butée avançant le plus loin formera un prisme avec une altitude plus élevée.

c. Interprétation des résultats

Ces résultats peuvent être interpréter d'après l'observation des structures de la deuxième phase de l'expérience. En effet la première étape consistait à la formation d'un prisme classique avec plusieurs chevauchements. Cependant dans ce type de manipulation, il est intéressant de regarder ces structures en coupe, ce que l'expérience ne permettait pas (puisque le but était d'observer les structures associées au mouvement différentiel). Ainsi, l'expérience pourra être interprétée comme impliquant le mouvement de la Calabre (grande butée) et du Péloritain (petite butée) dans une seule et même direction mais avec une avancé différente, puisque la grande butée aurait avancé plus loin que la petite qui était alors bloquée dans sa position. Ainsi, avec un mouvement différentiel des deux butées, ce modèle aboutit à la formation de deux prismes présentant quelques différences morphologiques et séparées par une zone de cisaillement, montrant une déformation localisée (figure 3.8). Cette bande de cisaillement est apparemment délimitée par deux failles décrochantes dextres et elle possède une hauteur plus faible que celle des lobes, lequel est directement lié au cisaillement.

Tout d'abord on observe les épaisseurs des deux prismes formés en fin d'expérience. D'une part le lobe formé devant la grande butée (avançant plus loin) est plus épais (en terme d'aire par coupe) et plus volumineux (quantité de sédiments) que le lobe devant la petite butée. D'autre part, le

lobe de la grande butée semble beaucoup plus déformé voir effondré par endroit, et plus l'expérience avance, plus il devient difficile de discerner des structures. Ces différences morphologiques sont uniquement expliquées par l'avancée plus lointaine de la grande butée. Notamment parce qu'en excluant les effets de bords, les deux butées partageaient le même prisme à la fin de la première phase et que celui-ci possédait une structure cylindrique classique. De plus l'asymétrie débuta par ailleurs avec le raccourcissement différentiel. Dans un premier temps le lobe devant la grande butée subit un raccourcissement et un soulèvement, ce qui induit un premier facteur de différence morphologique entre les deux lobes.

D'autre part, ce deuxième lobe accumule une plus grande quantité de sédiments, notamment par la création de nouveaux chevauchements (deux au stade final). Ainsi c'est une nouvelle structure qui se crée au front du lobe de la grande butée, et cette observation a une grande importance dans la comparaison modèle à la réalité du prisme Calabrais. Enfin un autre facteur induisant ces différences morphologiques est lié à la translation de la totalité du prisme et en comparaison à en un même point (voir figure 3.4.2). Le prisme avançant le plus loin sera plus haut que l'autre en un point d'observation donné. Là encore ce facteur est important pour la comparaison de ce modèle à la réalité du prisme Calabrais. Il est intéressant de noter que les effondrements sur le lobe ayant avancé plus loin sont dus à des glissements gravitaires de la partie frontale. Le prisme devait être en déséquilibre et seuls ces réajustements, impliquant une nouvelle géométrie pour tout le prisme, pouvaient lui permettre de retrouver cet équilibre.

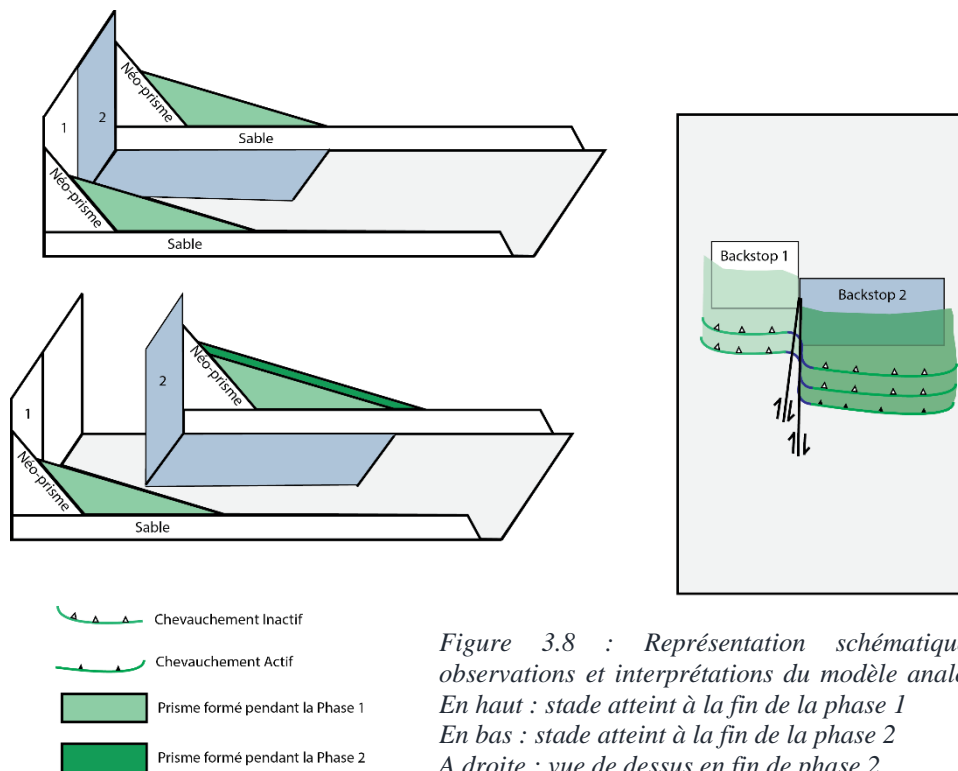


Figure 3.8 : Représentation schématique des observations et interprétations du modèle analogique.
 En haut : stade atteint à la fin de la phase 1
 En bas : stade atteint à la fin de la phase 2
 A droite : vue de dessus en fin de phase 2

Chapitre IV – Interprétation et discussion

Plusieurs éléments du modèle de vitesse peuvent être discutés, notamment les inversions de vitesses au-dessus du bloc Calabrais ainsi que les failles associés au bassin sédimentaire. Nous discuterons de la probabilité qu'une marge transformante soit à l'origine du bassin Ionien, avant d'en venir au positionnement le plus probable d'une faille de déchirure lithosphérique (STEP fault). Enfin nous essayerons de relier certaines interprétations du modèle analogique, au modèle de vitesse.

1. Modélisation du bloc Calabrais

a. Limite Est du bassin sédimentaire

La limite Est du bassin sédimentaire est l'une des structures les plus remarquables dans le modèle (figure 4.1). En effet elle forme une limite très forte entre le bassin sédimentaire très profond (14 km d'épaisseur sédimentaire) et la Calabre. Elle peut être interprétée comme étant un grand accident tectonique d'une dizaine de kilomètres de rejet vertical. Les principaux arguments en faveur de l'interprétation d'une faille sont le grand rejet vertical sur la faille et son fort pendage vers l'Ouest. Cependant, il est étonnant de ne pas retrouver son expression en surface ; d'après sa localisation sur le profil, elle n'est que très peu visible le long d'un canyon sous-marin d'une centaine de mètres de profondeur dans les images bathymétriques. Ceci pourrait signaler un âge de fonctionnement relativement ancien. D'autre part, les failles présentes sur le bloc Calabrais pourrait être associée au jeu de failles normales présentes à terre en Calabre mais aucune ne possède une grande ampleur. Ce modèle de vitesses permet alors de se rendre compte de cette structure qui n'a jamais été imagée. Cette limite peut être qualifiée de marge aveugle puisqu'elle limite deux domaines différents (continental et continental aminci) et qu'elle n'est pas observable en surface. Son ampleur est au minimum crustale, puisque même la croûte inférieure semble affectée par cet accident.

Le jeu de cette faille peut être associé à l'ouverture du détroit de Messine séparant les blocs Calabrais et Péloritain depuis les derniers Millions d'années. Les mouvements sur cette faille peuvent donc détenir une composante décrochante (accommodation des mouvements différentiels des deux blocs) en plus de la composante normale (similarité des failles Calabraises avec un changement de direction). Ces mouvements peuvent être qualifiés de transtensionnels, et pourraient être à l'origine du remplissage du bassin par un mécanisme d'amincissement. Mais vient ensuite la question de son activité, puisque les stations GPS mesurent un mouvement différentiel entre ces deux blocs continentaux (Serpelloni *et al.* 2007), et si cette faille est active aujourd'hui, sa sismicité devrait être mesurable. Mais peu de séismes ont été localisés précisément dans la zone où se situe la faille. Il existe quand même une sismicité active aux alentours et dans la Calabre. Aux erreurs de localisation

des séismes près, il est probable que cette faille soit encore active de nos jours et qu'elle produise des séismes de faible à moyenne magnitude (entre 3 et 4.5).

D'autre part une activité tectonique a déjà été décrite dans la littérature en lieu et place de la faille décrite dans le modèle. Elle est notamment décrite comme la limite de déformation entre les deux lobes du prisme d'accrétion Calabrais. Il a été proposé qu'un mouvement différentiel entre les blocs Calabrais et Péloritain fût à l'origine de la distinction des lobes de ce prisme (Polonia *et al.* 2011).

b. Les inversions de vitesses et failles internes du bloc Calabrais

Tout d'abord, les inversions de vitesse (entre les OBS 12 et 11 et les OBS 5 et 2 sur la figure 4.1) peuvent être dues à des évaporites qui se seraient formées dans un bassin protégé au Messinien. D'après cette hypothèse, ces bassins se sont fermés lors de la descente des eaux au Messinien piégeant suffisamment d'eau dans ces bassins devenus protégés, pour la précipitation d'évaporites. Cette hypothèse est appuyée par la présence d'un creux dans la topographie de la croûte supérieure juste en dessous d'une des deux inversions de vitesse (75 km de distance sur le profil). Le dépôt a par exemple pu combler le creux formé par des structures tectoniques (plis ou failles). D'après les cartes tectoniques de la Calabre (ISPRA), il existe de nombreuses failles normales recensées à Terre en Calabre. Cependant leur orientation sont N20° et ne semblent pas être corrélées à ces structures. Il n'est pas non plus possible de dater précisément le jeu de ces failles. Cependant elles sont antérieures aux évaporites Messiniennes puisque celles-ci ne semblent pas être affectées.

D'autres éléments s'opposent à ces hypothèses, il est difficile d'écarter la possibilité de retrouver des sédiments calcaires qui peuvent induire eux aussi ce type d'inversions de vitesses. D'après les cartes géologiques de l'ISPRA, certaines roches Marno-Calcaires ont été retrouvées au Sud-Est de la Calabre. De plus les bassins abritant ces évaporites sont à une altitude beaucoup plus élevée que celles classiquement retrouvées en Méditerranée. Mais de récents travaux sur une autre partie du bassin sédimentaire Spartivento-Crotone auxquelles les inversions appartiennent, il existe effectivement du sel Messinien en Calabre (Minelli *et al.* 2013). Enfin une dernière remarque s'opposant à l'interprétation des failles, est que la pente du littoral de la Calabre est parallèle au profil du modèle de vitesse. Dans ce cas il est possible d'observer des paléo-canyons qui ont découpé le matériel crustal avant le dépôt des sédiments. Cette dernière hypothèse paraît peu probable au vu de la profondeur du creux observé dans le modèle (3 km) et des profondeurs moyennes des canyons sous-marins actuellement visibles dans la bathymétrie (quelques centaines de mètres au maximum).

2. Une « ancienne » marge Transformante en Sicile ?

Le modèle de vitesse, en corrélation avec les connaissances de la zone d'étude, permet de discuter de la présence ou non d'une marge transformante en Sicile. Ces observations dans la partie Ouest du modèle sont :

- L'escarpement de Malte (dans sa prolongation Sicilienne) marque fortement la bathymétrie de la zone.
- Une forte pente dans la topographie de la croûte supérieure est observable d'après le modèle.
- De même le modèle permet de voir une remontée rapide de la limite croûte-manteau lithosphérique même si celle-ci n'est pas idéalement contrainte par les données de SGA.
- La gravimétrie souligne aussi un fort contraste de densité, avec une anomalie à l'air libre faible dans le bassin et forte sur l'escarpement.

Ces observations sont souvent interprétées comme caractéristiques de la présence de marges transformantes. En effet en comparaison à la marge de la Guyane Française (figure 1.8) la transition du domaine continental au domaine continental aminci est assez similaire. Les épaisseurs de croûte sont cependant différentes, puisque ce sont 37 km de croûte continentale (en comparaison aux 30 km en Sicile) et les 7-8 km d'épaisseur de croûte océanique (comparée aux 13 km sous le bassin). De plus, ce ne sont pas non plus les mêmes échelles de distance et la transition se faisant sur 100 km en Guyane, se fait en une quarantaine de kilomètres en Sicile. Cette transition est probablement stoppée par la limite Est du bassin sédimentaire. D'autre part, l'absence d'une faille majeure décrochante visible en surface ne soutient pas cette hypothèse.

La comparaison avec la marge de la Côte d'Ivoire-Ghana (Ritzman *et al.* 2004, Parsiegla *et al.* 2009) permet d'appréhender la variabilité structurale des marges transformantes. Dans cette région la marge marque la transition entre un domaine continental de 30 à 40 km d'épaisseur (suivant la localisation des profils et un domaine océanique d'environ 8 km d'épaisseur. Ces auteurs distinguent aussi un domaine continental aminci (de plus ou moins longue distance suivant les modèles) possédant des épaisseurs d'environ 25 km. Là encore les distances impliquées dans cette transition (entre 150 et 350 km suivant les modèles), sont supérieures à celles observées sur le profil DY-P3.

Le profil DY-P1, positionné plus au sud mais parallèlement au DY-P3, doit permettre de suivre ces structures sur de plus grandes distances. La modélisation FAST de ce profil DY-P1 a été produite pendant la campagne DIONYSUS et est présentée en figure 3.1. Sur ce modèle contraint uniquement par le pointé des premières arrivées, les structures plus profondes sont observables, notamment une transition est observable sur une centaine de kilomètres de distance. La modélisation possède une assez faible résolution en profondeur mais d'après la littérature, l'escarpement de Malte

possède une épaisseur crustale de 30 km environ (Nicolich *et al.* 2000). Cette transition se fait vers une croûte beaucoup plus fine d'environ 8 km d'épaisseur et pouvant être assimilée à de la croûte océanique. Cependant la modélisation *forward* (qui n'a pas encore été faite) permettra de contraindre dans le détail ces structures et certains artefacts visibles dans le modèle tomographique pourront être maîtrisés.

En conclusion, la marge Sicilienne observée grâce au modèle de vitesse est similaire en certains points à d'autres marges qualifiées de transformantes dans la littérature. Cependant la transition s'arrête brusquement sur la faille Ouest Calabraise (faille Est du bassin sédimentaire) et nous observons probablement qu'une partie de cette marge qui doit être transformante (uniquement la transition croûte continentale à croûte continentale aminci). Le modèle FAST du profil DY-P1 (figure 3.1) permet d'observer une transition probablement jusqu'à la croûte océanique, mais sa modélisation *forward* est nécessaire pour imager les structures détaillées. Cette marge se serait formée entre 200 et 150 Ma, les structures aujourd'hui visibles sont donc des vestiges probablement inactifs aujourd'hui.

3. Positionnement de la faille « récente » de déchirure *STEP fault* ?

Le mouvement de retrait de la plaque océanique dans le bassin Ionien peut être accommodé par une grande faille de déchirure d'échelle lithosphérique. La position de cette faille est discutée par la communauté scientifique depuis ces dernières années et plusieurs hypothèses ont été proposées (figure 1.4.1). Ces hypothèses prennent en compte la nature de la croûte présente dans le bassin Ionien et ce point est aussi discuté.

Comme décrit dans les interprétations cette faille peut être positionnée à la jonction entre le creux à 35 km de distance sur l'escarpement Sicilien et l'inflexion dans la croûte inférieure sur le modèle de vitesse (figure 4.1). Ce positionnement est le plus probable d'après la littérature et les observations faites sur le modèle. Elle est ici positionnée sur une probable zone de faiblesse de la croûte, notamment parce qu'elle est à la transition entre les deux domaines continentaux.

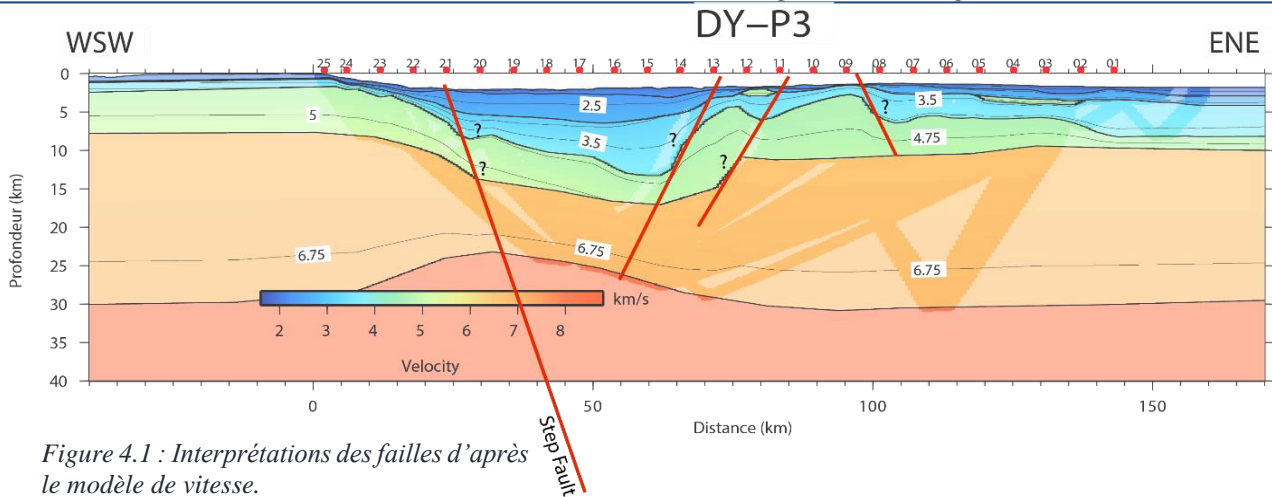


Figure 4.1 : Interprétations des failles d'après le modèle de vitesse.

Sa position serait alors le prolongement vers le Nord de l'hypothèse faite par Polonia *et al.* (2011) qui positionnait la faille de déchirure lithosphérique au Sud-Est du mont sous-marin Alféo. Cependant elle interprète des structures situées au-dessus de la faille d'après la bathymétrie, comme un ensemble de failles normales. Il n'est donc pas à écarter que les observations réalisées dans ce modèle correspondent à une faille normale. Elle serait alors antithétique à la faille à l'Est du bassin sédimentaire déterminée à partir du modèle de vitesse. Cette hypothèse implique une ouverture du détroit de Messine de façon divergente et contrôlée par des failles normales de façon similaire la partie Nord (avec une ouverture N20° Aloisi *et al.* 2013) mais avec une direction différente (N120°-N130°).

Si la marge Sicilienne est bien une ancienne marge transformante, elle devait probablement posséder une faille majeure accommodant les mouvements décrochants. Les structures déterminées à l'ouest du modèle de vitesse pourraient être un vestige de cette faille.

D'autre part, des failles décrochantes dextres récentes et actives ont été repérées récemment dans les sédiments du pied de l'escarpement de Malte d'après la bathymétrie. Et une faille majeure est positionnée dans la partie Ouest du profil (Gutscher *et al.* 2015 en révision). Cet ensemble de failles peut être associé à la faille de déchirure plus profonde par le biais d'une structure en fleur par exemple. Cette hypothèse suppose que les sédiments accommodent différemment la déformation imposée par le retrait du *slab* que la croûte. Les sédiments ont un comportement moins cassant que la croûte supérieure. Il n'est pas non plus exclus que l'ancienne faille à l'origine de la marge transformante rejoue comme une faille de déchirure lithosphérique. Cependant d'autres données (sismique-réflexion) sont nécessaires pour pouvoir valider une ou deux des trois hypothèses décrites ci-dessus.

4. Discussion sur le modèle analogique

a. Les limites du modèle

Le modèle analogique permet une comparaison entre l'objet naturel qu'est le prisme d'accrétion Ionien et des structures produites lors de la seconde phase de l'expérience. Les mouvements différentiels de deux butées sont à l'origine de phénomènes particuliers. Par ailleurs ce modèle est qualifié de « *end member* » c'est-à-dire qu'une des deux butées est complètement arrêté. Alors qu'en réalité les buttoirs Calabrais et Péloritain sont tous deux en mouvement, un possédant une vitesse de déplacement supérieure à celle de l'autre. L'angle de la pente du prisme du modèle est trop important, et ceci est lié à une trop forte friction basale. En comparaison le prisme Ionien possède une très faible pente signalant une faible friction basale.

b. Comparaison du modèle à la bathymétrie du prisme Ionien

Dans l'expérience des chevauchements supplémentaires ont été produits devant la butée subissant le plus de raccourcissement. Dans le prisme Calabrais, il est difficile d'observer des structures « supplémentaires » dans le lobe Est, notamment parce qu'il est « bloqué » par le prisme d'accrétion de la subduction Egéenne (la ride-Ouest Méditerranéenne). Ainsi les chevauchements observés dans la bathymétrie peuvent ne pas correspondre un à un entre les deux lobes. Le chevauchement N du lobe Est pourrait correspondre au chevauchement N+10 du lobe Est par exemple. La limite imposée par la ride Méditerranéenne ne permet pas de conclure sur cette hypothèse.

Dans les données bathymétriques, une comparaison des chevauchements entre les parties distales des lobes permet de déduire une différence de longueur d'onde des chevauchements qui sont visiblement plus grandes à l'Est qu'à l'Ouest. Ce modèle ne prend pas non plus en compte les évaporites et leur rhéologie plus visqueuses que le sable. Une hypothèse peut être que les contraintes aux limites de fluage des évaporites Messiniennes des deux lobes, peuvent affecter la géométrie des chevauchements.

Les deux lobes du prisme ont une élévation différente comme dans le modèle. Il existe deux hypothèses permettant d'expliquer cette différence d'altitude. La première est que la Calabre et le Péloritain ont un mouvement différentiel induisant cette différence entre les deux lobes (comme observés dans la modélisation). Et la seconde est que la ride Méditerranéenne rentre en collision avec le lobe Est (Gallais *et al.* 2012).

La limite de déformation entre les deux lobes est affectée par des failles décrochantes dextres dans le modèle. Ce sont alors deux failles dextres majeures qui délimitent une bande de cisaillement (figure 3.8). Un bassin pourrait alors se former dans cette zone de plus faible épaisseur. Dans le prisme

d'accrétion, l'existence d'une limite entre les deux lobes a été proposée (Polonia *et al.* 2011). Un bassin est visible dans la partie nord de la limite entre ces lobes et pourrait être formé avec les mêmes processus que ceux décrits dans le modèle analogique. Cependant une « marche » positionnée sur cette limite de déformation est visible dans la bathymétrie du prisme, mais elle ne semble pas être déformée par un cisaillement dextre. De plus une zone fortement déformée ressemblant à un vortex se trouve au centre du prisme et à la limite entre les deux lobes. Les linéaments qui s'y situent montrent une apparente rotation dans le sens antihoraire ce qui impliquerait un cisaillement plutôt senestre dans cette zone du prisme.

En conclusion le modèle analogique montre que s'il y avait un mouvement différentiel entre la Calabre et le Péloritain capable d'affecter significativement le prisme d'accrétion, il devrait exister une zone de cisaillement très marquée. Cependant celle-ci n'est pas visible sur toute la longueur de la limite entre les deux lobes dans la bathymétrie décrite dans la littérature. L'amélioration de l'imagerie bathymétrique a permis d'observer de nouvelles structures qui ne semblent pas être affectées par un mouvement dextre engendré par les mouvements différentiels de la Calabre et du Péloritain, comme le suggère la zone de déformation décrite précédemment.

Conclusions

Ce stage a permis la modélisation des données sismique grand-angle du profil DY-P3 issus de la campagne DIONYSUS. L'interprétation du modèle de vitesse ainsi produit, en corrélation d'un modèle analogique a abouti à l'identification de trois marges différentes vue en coupe dans le modèle de vitesse. Premièrement, il image la marge Sicilienne à l'Ouest de ce profil, deuxièmement la marge de la Calabre dans sa portion Ouest (au centre du profil) et troisièmement tout à l'Est du profil, une partie du butoir de la Calabre est visible sous le prisme d'accrétion. En ce qui concerne le domaine Ouest du modèle, il peut être décrit comme une partie d'une marge transformante s'arrêtant brusquement contre la seconde marge. Cette dernière est interprétée comme une marge en faille normale, notamment à cause de sa proximité géographique avec les failles normales décrites en Calabre (Aloisi *et al.* 2013). Cette grande faille est aveugle en surface et n'a jamais été imagée. Elle peut être associée à l'ouverture en faille normale du détroit de Messine entre la Calabre et le Péloritain.

Les mouvements des deux butoirs Calabrais et Péloritain sont effectivement différents (Serpelloni *et al.* 2007) mais ils ne semblent pas être l'unique origine de la formation des deux lobes du prisme d'accrétion. La modélisation analogique et les observations ne soutiennent pas cette hypothèse (à cause des sens de cisaillement incompatibles qui sont observés dans les deux cas). La faille majeure sur la bordure Ouest de la Calabre décrite grâce au modèle de vitesse ne semble pas se traduire par des grands mouvements différentiels à travers l'ensemble du prisme d'accrétion. Mais cette faille pourrait correspondre à une faille normale dont la localisation a été estimée à cet endroit par des équipes Italiennes (Aloisi *et al.* 2013).

Du côté Sicilien, une faille a été déterminée d'après le modèle de vitesse. Cependant le modèle seul ne permet pas de valider une seule des trois hypothèses suivantes : (1) la faille a un jeu purement normal et implique une ouverture similaire à celle du détroit de Messine. (2) Elle est l'héritage de la formation du bassin par une marge transformante. (3) Sa position géographique semble correspondre à la faille de déchirure lithosphérique qui accommode le retrait du panneau plongeant en bord de subduction Ionienne (*STEP fault*). Ces trois hypothèses sont localisés au même endroit et elles se superposent à l'Ouest du profil DY-P3.

Plusieurs travaux pourront permettre d'étayer ces hypothèses, notamment l'étude approfondie des profils de sismique-réflexion dans la zone d'étude. Le traitement *forward* des données de sismique grand-angle des profils DY-P1 permettra notamment de préciser le jeu des failles impliquées dans la géodynamique de mer Ionienne. D'autre part, le profil DY-P4 est orienté NW-SE (dans le sens de la subduction) et permettra de confirmer ou d'infirmer la géométrie des structures déterminées à partir

du profil étudié pendant ce stage. Ce profil sera modélisé à l'institut Geomar (Kiel, Allemagne) et fait actuellement l'objet d'une thèse.

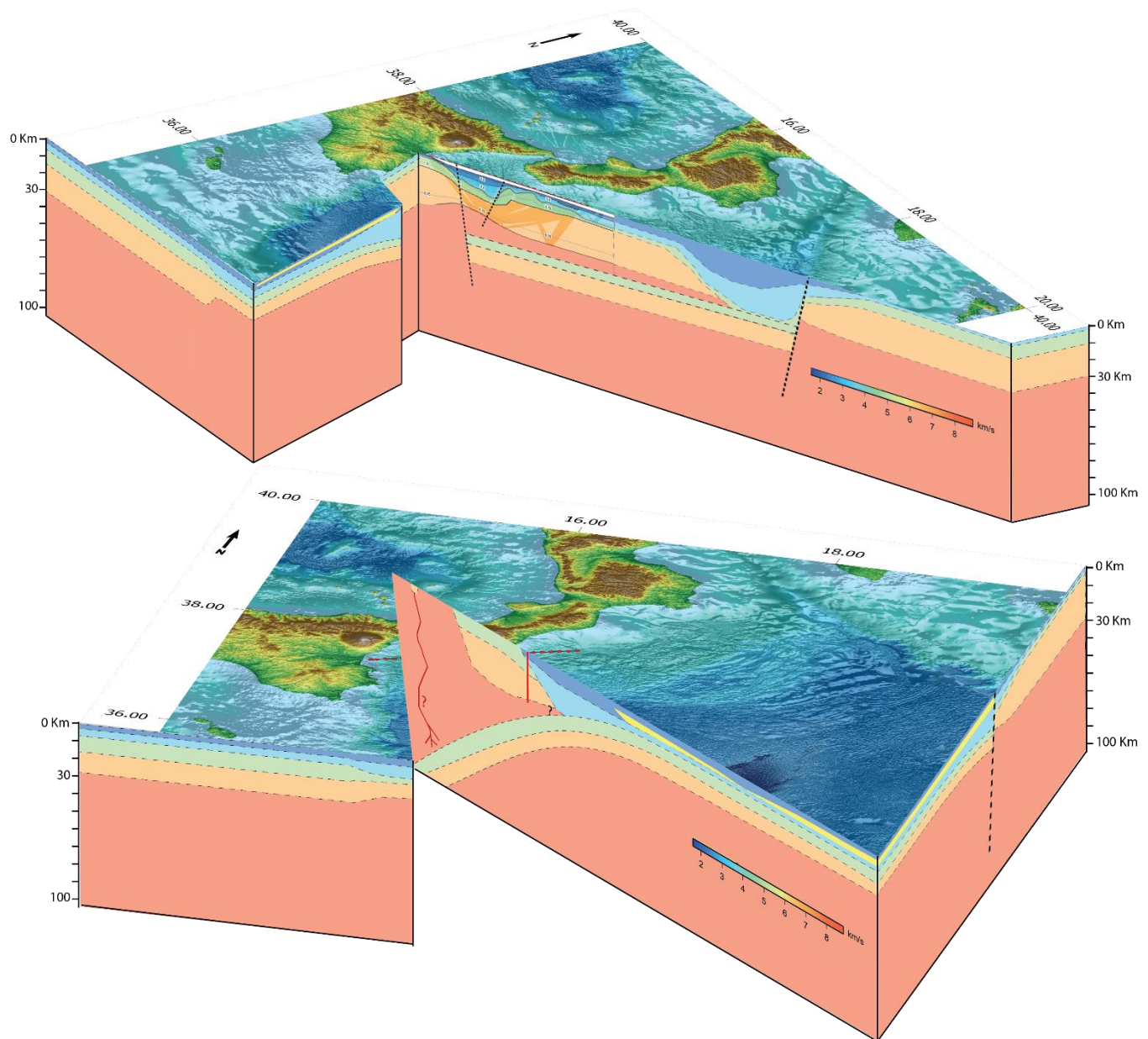


Figure de conclusion : Interprétations en trois dimensions des structures du bassin Ionien. D'après le modèle de vitesse et de la littérature. Les couleurs correspondent aux vitesses des ondes sismiques dans les différents matériaux composant la croûte et la lithosphère. L'unité jaune correspond aux sédiments évaporitiques du Messinien. Les lignes noires en pointillés correspondent aux failles supposées majeures. La ligne rouge sur la figure du bas, correspond à la profondeur d'investigation du modèle de vitesse.

Bibliographie

- Aloisi, M., Bruno, V., Cannavò, F., Ferranti, L., Mattia, M., Monaco, C., & Palano, M. (2013). Are the source models of the M 7.1 1908 Messina Straits earthquake reliable? Insights from a novel inversion and a sensitivity analysis of levelling data. *Geophysical Journal International*, 192(3), 1025-1041.
- Auzende, J. M. (1978). *Histoire tertiaire de la Méditerranée occidentale* (Doctoral dissertation, Université de Paris VII).
- Basile, C. (1990). Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante: l'exemple de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Cadell, H.M., 1888. Experimental researches in mountain building. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 35, 337–357.
- Catalano, S., C. Doglioni, and S. Merlini (2001), On the Mesozoic Ionian Basin, *Geophys. J. Int.*, 144, 49–64, doi:10.1046/j.0956-540X.2000.01287.x.
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 100(B6), 9761-9788.
- Daubrée, G.A., 1879. Etudes synthétiques de Géologie Expérimentale. Dunot, Paris. Part 1, 478 pp., Part 472, 350 pp.
- Dercourt, J., et al. (1986), Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241–315, doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X.
- de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S. and Le Pichon, X., 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International*, 109: 536-552.
- Faccenna, C., L. Jolivet, C. Piromallo, and A. Morelli, Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2099, doi: 10.1029/2001JB001690, 2003.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012 <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488>.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30, TC3002 <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002691>.
- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (Central Mediterranean): evidence from multi-channel seismic data. *Journal of Geophysical Research* <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008505>.
- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Klaeschen, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): constraints from depth migrated multi-channel seismic data. *Marine Geology* 326–328, 28–45.
- Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.A., Klaeschen, D., 2013. Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). *Tectonophysics* 602, 141–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026>.
- Garcia-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., & De Vicente, R. (2009). Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, 462(7274), 778-781.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 335–345.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 505–523.

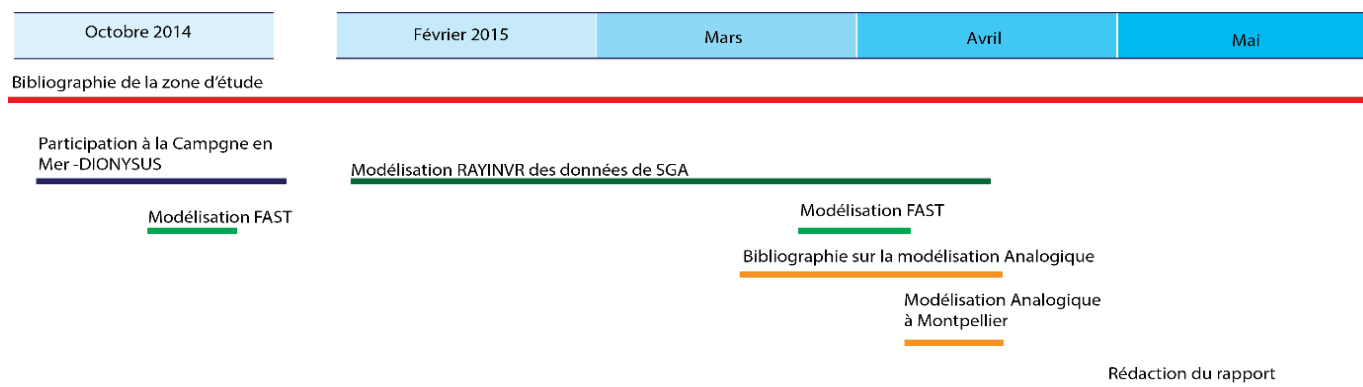
- Gueguen, E., C. Doglioni, and M. Fernandez (1998), On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, 298, 259–269, doi:10.1016/S0040-1951(98)00189-9.
- Gutscher, M.A., Roger, J., Baptista, M.A., Miranda, J.M., Tinti, S., 2006. Source of the 1963 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): New evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane. *Geophysical Research Letters*, 33: L08309, doi:10.1029/2005GL025442.
- Greenroyd, C. and Peirce, C. and Rodger, M. and Watts, A.B. and Hobbs, R. W. (2007) 'Crustal structure of the French Guiana margin west Equatorial Atlantic.', *Geophysical journal international.*, 169 (3). pp. 964-987.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19 (6), 1095–1106.
- Jolivet, L., Auhier, R., Robin, C., Suc, J.P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188–189 (2006) 9–33.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., Kahle, G.H., 2006. Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics*, 415: 81–101.
- Lofia Johanna, Christian Gorini, Serge Berne, Georges Clauzon, A. Tadeu Dos Reis, William B.F. Ryan, Michael S. Steckler, 2005, Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 (2005) 1–30. doi:10.1016/j.margeo.2005.02.014
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). The Sea-Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas.
- Marani, M. P., and T. Trua, Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea), *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2188, doi:10.1029/2001JB000285, 2002.
- Makris, J., Nicolich, R., Weigel, W., 1986. A seismic study in the Western Ionian Sea. *Annales Geophysicae* 4 (B6), 665–678.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., ... & Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 105(B3), 5695–5719.
- Minelli, L., Billi, A., Faccenna, C., Gervasi, A., Guerra, I., Orecchio, B., & Speranza, G. (2013). Discovery of a gliding salt-detached megaslide, Calabria, Ionian Sea, Italy. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4220–4224.
- Nocquet Jean-Mathieu, 2012, Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results *Tectonophysics* 579 (2012) 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J., 2000. Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* 329, 121–139.
- B. Orecchio, D. Presti, C. Totaro and G. Neri, 2014, What earthquakes say concerning residual subduction and STEP dynamics in the Calabrian Arc region, south Italy. *Geophys. J. Int.* (December, 2014) 199 (3): 1929–1942. doi: 10.1093/gji/ggu373
- Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, G., Bruno, V., Cannavò, F., Siligato, G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 117, B07401 <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009254>.
- Parsieglia, N., Stankiewicz, J., Gohl, K., Ryberg, T., & Uenzelmann-Neben, G. (2009). Southern African continental margin: dynamic processes of a transform margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).
- Peccerillo, A., 2005. Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. K; Édition: Har/Cdr . 379 pp.
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105 :271–284.
- Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian arc subduction complex in the Ionian Sea: regional architecture, active deformation and seismic hazard. *Tectonics* <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002821>

- Pontoise, B., Bonvalot, S., Mascle, J., & Basile, C. (1990). Structure crustale de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana deduite des observations de gravimétrie en mer. *CR Acad. Sci. Paris*, 310, 527-534.
- Ritzmann, O., Jokat, W., Czuba, W., Guterch, A., Mjelde, R., & Nishimura, Y. (2004). A deep seismic transect from Hovgård Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: a sheared margin study. *Geophysical Journal International*, 157(2), 683-702.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117 – 129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Rosenbaum, G., Massimo, G., Lucente, F.P., Peccerillo, A., Miller, M.S., 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics* 27, TC2008 <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002143>.
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102(B5), 10039-10054.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169 (3), 1180–1200.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer Berlin Heidelberg.
- Stampfli, G.M., Höcker, C.F.W., 1989. Messinian palaeorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geol. Mijnbouw* 68 (2), 201– 210.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian Region. *Science* 290, 1910–1917.
- Zelt, C.A., and Smith, R.B., 1992, Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure: *Geophysical Journal International*, v. 108, no. 1, p. 16–34.
- Zelt, C.A., 1999, Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data: *Geophysical Journal International*, v. 139, no. 1, p. 183–204.

Annexes

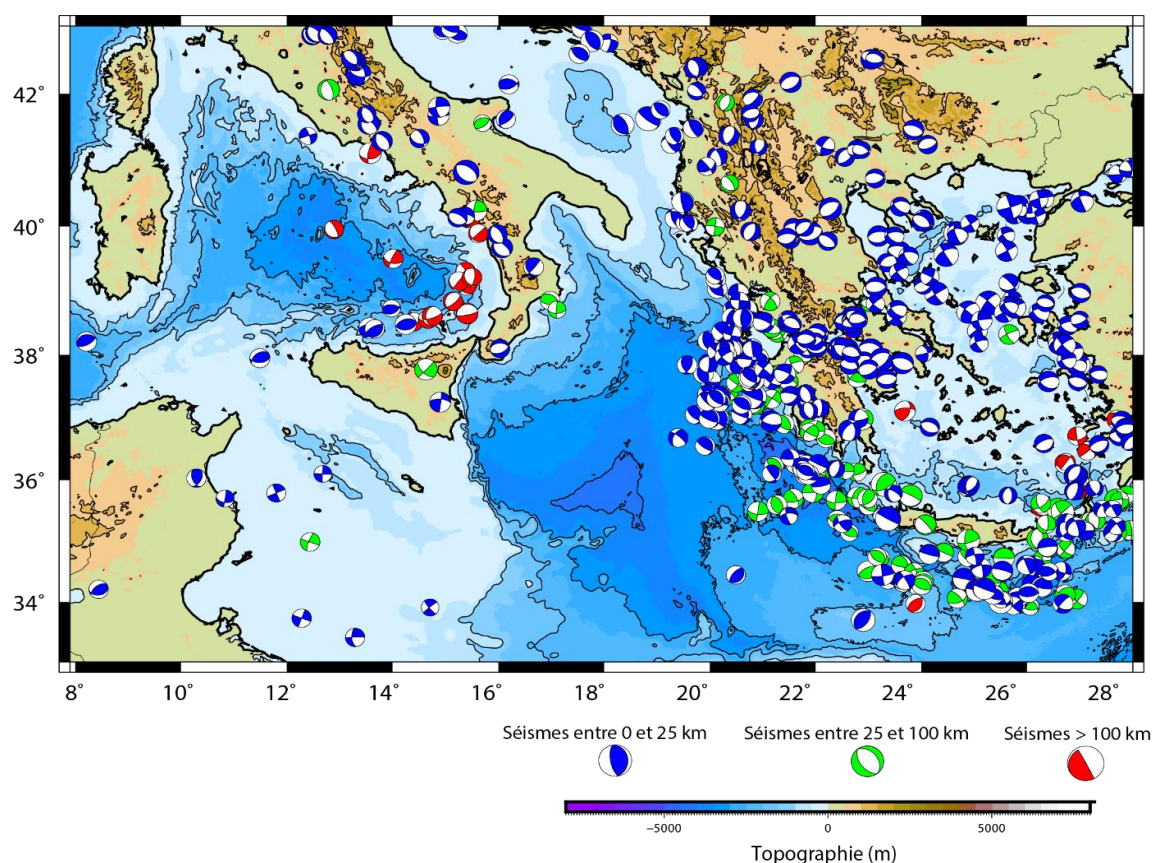
Annexes

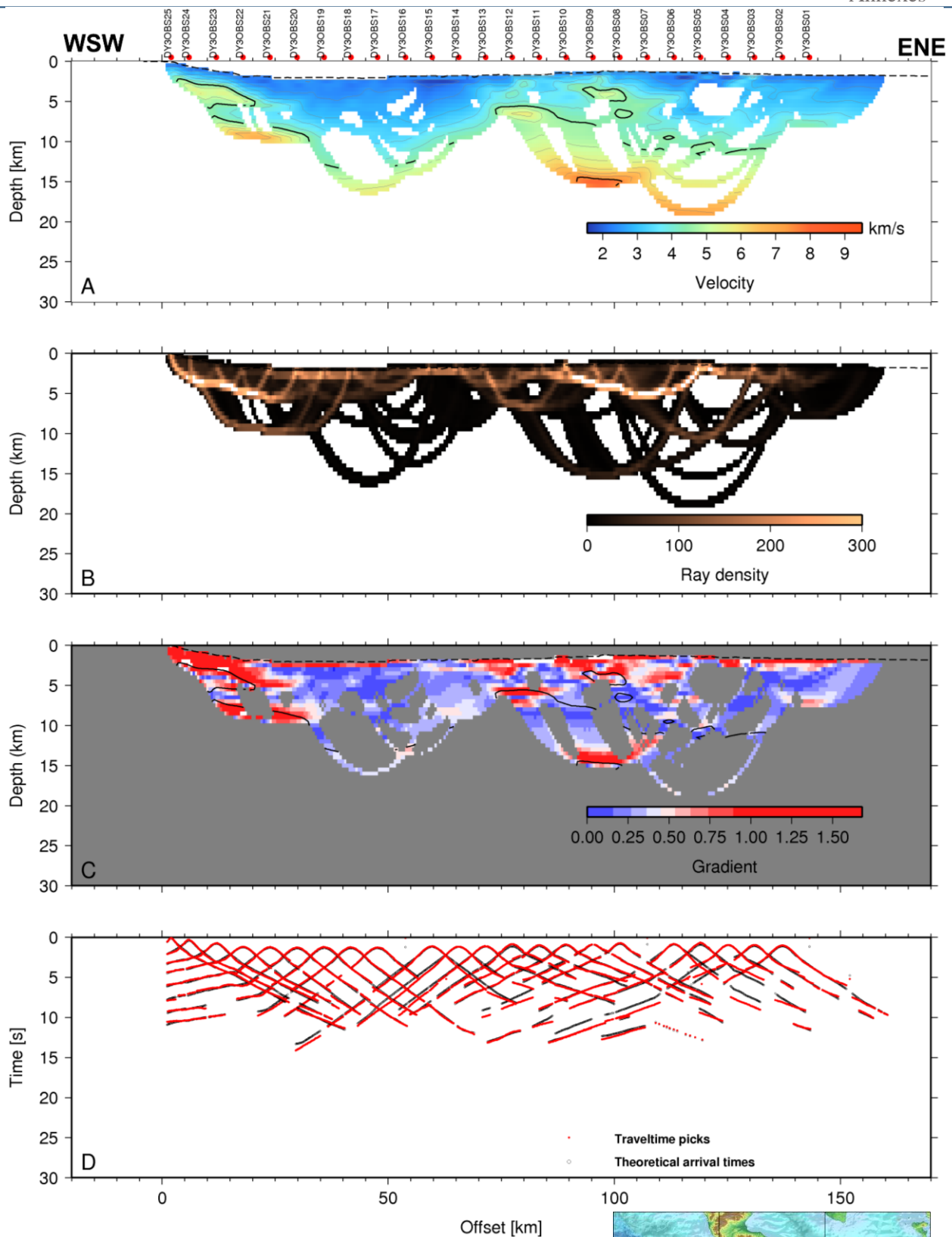
Annexe 1 : Frise chronologique des travaux réalisés au cours de ce stage



Annexe 2 : Carte de répartition des séismes et de leurs mécanismes au foyer.

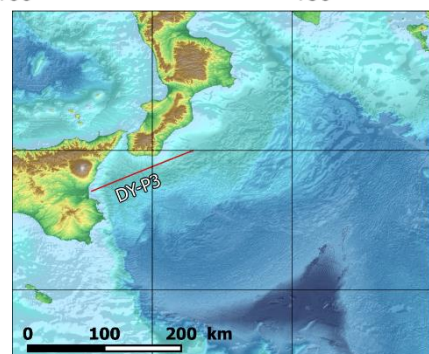
Cette carte permet d'illustrer une question scientifique depuis longtemps débattue. En effet, en comparaison à la subduction Egéenne, la subduction Calabraise ne possède pas beaucoup de mécanisme au foyer attestant de la présence de faille de chevauchement. Cette absence des registres du NEIC, posait alors la question de l'activité ou non de la subduction Calabraise. Mais de récentes études attestent de l'activité effective de cette subduction et compare celle-ci à la fosse du Nankai de la subduction Japonaise, qui possède une longue période de chargement (ou longue période d'accumulation de contrainte) et une violente décharge sismique assez brève. Cette configuration est le foyer de multiples séismes destructeurs, et ne permet pas l'observation très récurrente de mécanismes au foyer chevauchants.

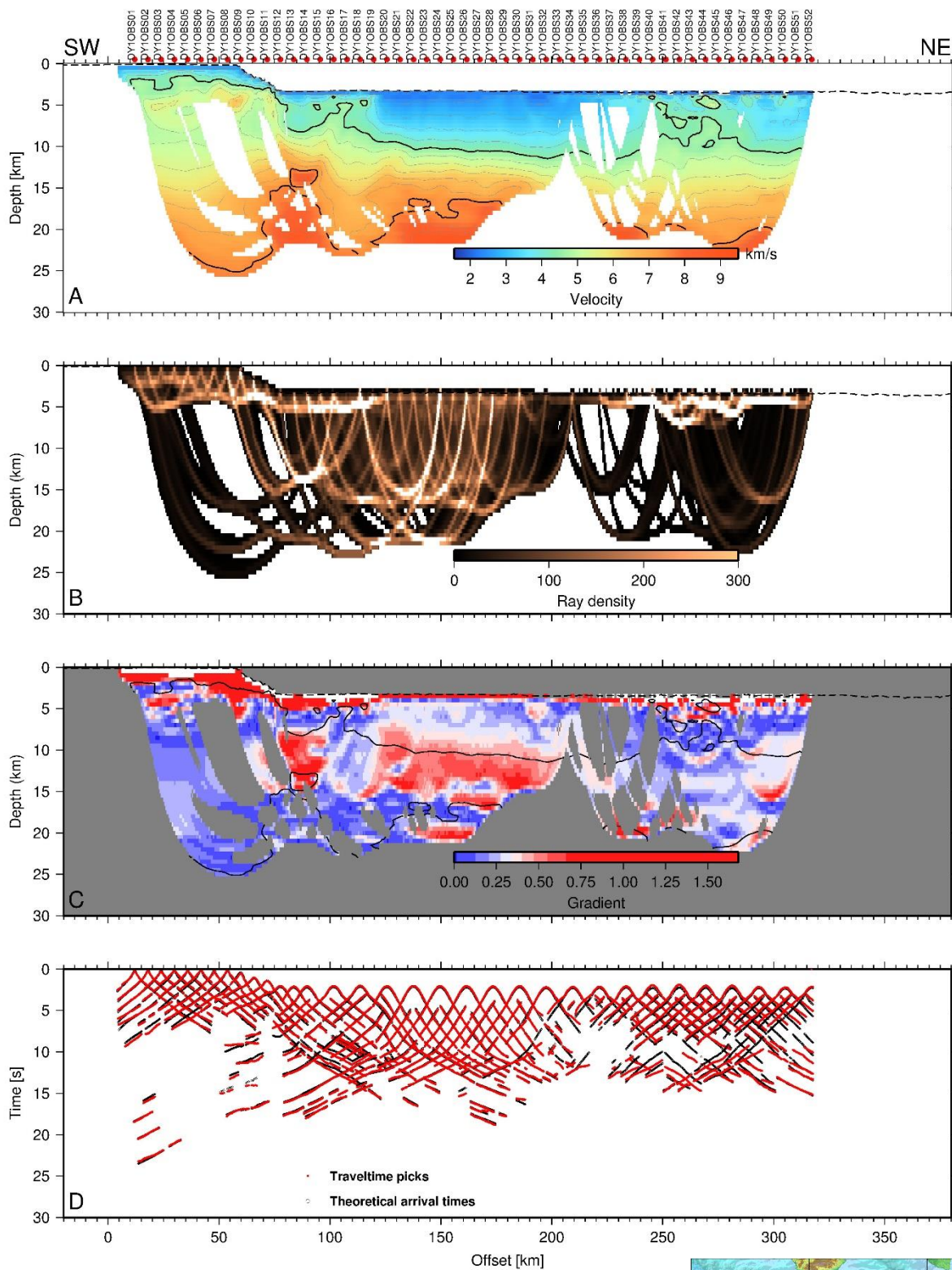




Annexe 3 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P3

- (A) Modèle de vitesse
- (B) Densité de rais
- (C) Gradients de vitesse
- (D) différence entre les temps de premières arrivées, pointées (sur les enregistrements OBS) et les théoriques (après modélisation).





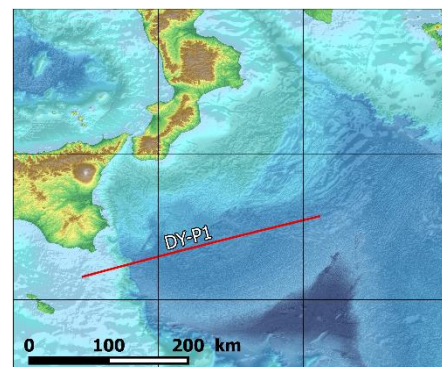
Annexe 4 : Résultat de la modélisation FAST sur le profil DY-P1, Modéliser pendant la campagne DIONYSUS.

(A) Modèle de vitesse

(B) Densité de rais

(C) Gradients de vitesse

(D) différence entre les temps de premières arrivées, pointées (sur les enregistrements OBS) et les théoriques (après modélisation).





Annexe 5 : Profil de sismique-réflexion de la Campagne DIONYSUS, acquis le long du profil DY-P3.

Annexe 6 : Fiche techniques des équipements des micro-OBS+

Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhofer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J. Y., & Sibuet, J. C. (2004).
 MicroOBS: A new generation of ocean bottom seismometer. *First Break*, 22(7).

Capteurs	3 géophones internes 4,5Hz Hydrophone Hightech broad band HTI-90-U
Bande passante	géophones 4,5 Hz à 1000 Hz hydrophone 4Hz à 15 kHz
Analogique/Digital	Cirrus Logic CS5372 24 bits & DSP CS5376
Pas d'échantillonnage	31.25, 62.5, 100, 125, 250, 500, 1000 Hz
Nombre de voies	De 1 à 4
Précision de l'horloge	TCXO &*8 10-8 synchronisation GPS pré et post-opératoire
Positionnement de l'OBS	10 m, par analyse des ondes dans l'eau de tirs de surface en mode haute résolution Par triangulation acoustique (12 kHz)
Processeur	Persistor CFII Motorola CPU68332
Mode d'acquisition	Continue
Convertisseur A/D and DSP(Digital signal processor)	Cirrus Logic CS5372 24 bits & DSP CS5376
Acquisition Stockage	interface USB 1.1 pour relecture sans ouverture du conteneur 8 Go (capacité > possible) carte mémoire flash
Consommation Autonomie	~700 mW pour 4 canaux à 200 échantillons par seconde 24 jours en acquisition continue / 31 jours immersion
Énergie	Rechargeable lithium-ion batteries (SAFT) 14.4 V 16.5 A/H
Conteneur étanche	17 inch glass sphere
Poids	MicrOBS 30 kg / Lest 25kg
Profondeur maximale	6000 m
Flash interne	Novatech OEM
Transmetteur radio	Novatech OEM (international VHF channel)
Méthode de récupération	Commandes de libération : Acoustique MicrOBS (Brevet Auffret/Pelleau #212159, 10/02/2002) Libération de secours en fin de campagne préprogrammé Largueur mécanique par électrolyse Aides à la récupération : Goniométrie par balise radio VHF interne Novatech OEM Lampes à éclats (flashes internes) Novatech OEM